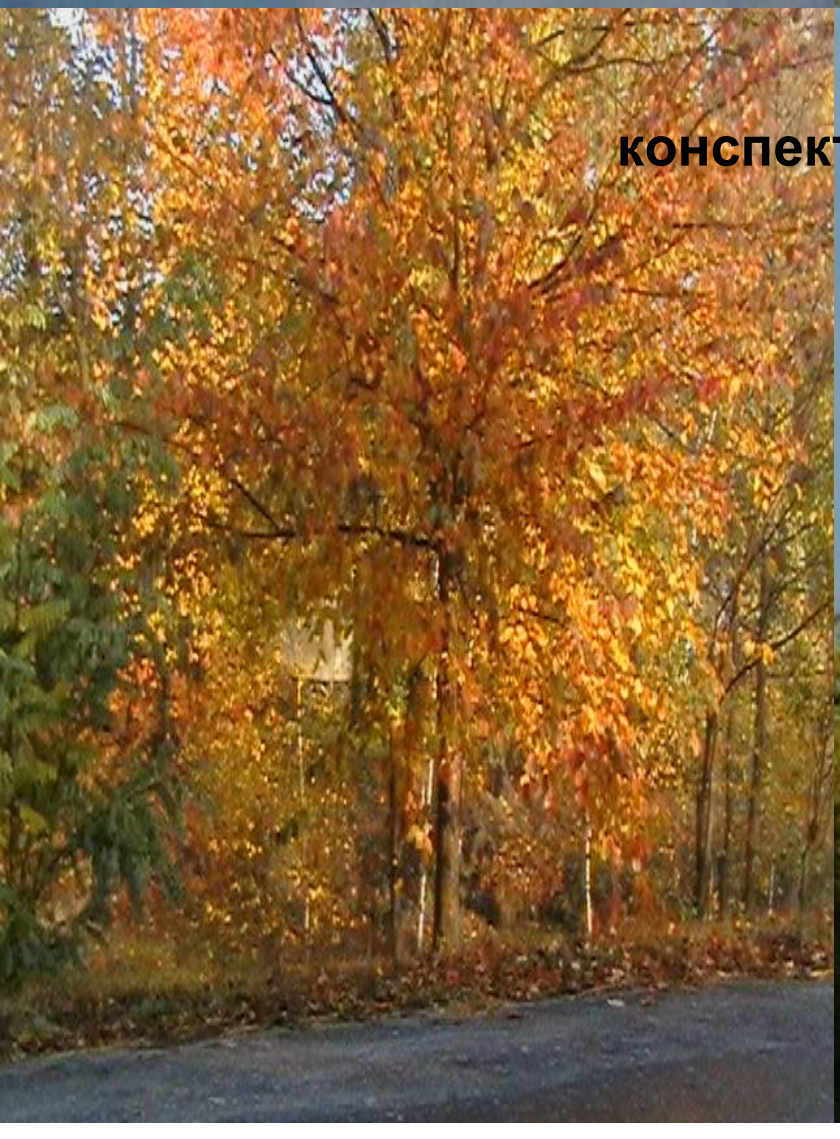
Нажмудінова О.М.

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

конспект лекцій



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Нажмудінова О.М.

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

конспект лекцій
(спеціальність «агрометеорологія»)

ОДЕСА – 2011

ББК 26.23
УДК 551.509
Н 18

Нажмудінова О.М. Синоптична метеорологія: Конспект лекцій. – Одеса, 2010, 77 с.

Конспект лекцій з курсу «Синоптична метеорологія» містить основні відомості про поля метеорологічних величин, об'єкти синоптичного аналізу та загальні принципи методів прогнозу погоди.

Друкується за рішенням Вченої Ради
Одеського державного екологічного університету
(протокол № 8 від 28.10.10)

© Одеський державний екологічний університет

Зміст

Передмова…… 4
1 Предмет синоптичної метеорології…….. 5
1.1 Основні поняття синоптичної метеорології……. 5
1.2 Метеорологічна інформація і способи її представлення…… 6
2 Поля метеорологічних величин…… 11
2.1 Поле атмосферного тиску…… 11
2.2 Поле вітру…… 17
2.3 Поле температури…….. 22
2.4 Поля вологості, хмарності та опадів……. 23
2.5 Поле вертикальних рухів……... 25
3 Повітряні маси…… 27
3.1 Визначення. Умови формування повітряних мас……... 27
3.2 Термодинамічна класифікація повітряних мас……... 27
3.2.1 Характеристики теплих повітряних мас…… 28
3.2.2 Характеристики холодних і нейтральних повітряних мас……..... 29
3.3 Географічна класифікація повітряних мас……..... 30
4 Атмосферні фронти……... 31
4.1 Визначення та термінологія……..... 31
4.2 Класифікація атмосферних фронтів……. 32
4.3 Характеристики фронтів різних типів…….. 33
4.4 Висотні фронтальні зони……... 38
5 Циклони та антициклони помірних широт…….. 39
5.1 Загальні відомості. Типи циклонів і антициклонів……. 39
5.2 Стадії розвитку та умови виникнення циклонів……. 42
5.3 Стадії розвитку та умови виникнення антициклонів…….. 46
5.4 Типові траєкторії переміщення циклонів та антициклонів…… 49
5.4.1 Південні циклони……..... 49
5.4.2 «Пірнаючі» циклони……. 50
5.4.3 Західні циклони та антициклони……. 51
5.4.4 Полярні та ультраполярні вторгнення……. 53
5.4.5 Місцевий цикло- і антициклогенез…….. 55
6 Загальні принципи прогнозу погоди ……...……... 56
6.1 Класифікація прогнозів……. 56
6.2 Методи прогнозів погоди…….. 57
6.3 Прогноз синоптичного положення……... 58
6.4 Основи прогнозу виникнення, еволюції і переміщення баричних утворень та атмосферних фронтів……... 60
6.5 Прогноз умов погоди…… 69
6.5.1 Прогноз заморозків…….. 69
6.5.2 Прогноз посушливих явищ……. 72
Список рекомендованої літератури……... 76

Передмова

Конспект лекцій з дисципліни «Синоптична метеорологія» призначений для студентів-бакалаврів четвертого курсу денної форми навчання, які навчаються за спеціальністю «агрометеорологія».

Метою дисципліни «Синоптична метеорологія» є надання студентам базових знань про основні об'єкти синоптичного аналізу та загальні принципи методів прогнозу, які використовуються для метеорологічного забезпечення різних галузей господарства України.

Вивчення дисципліни формує у студента знання про сучасні методи аналізу та прогнозу погоди.

Конспект лекцій містить стисле викладення основних тем згідно типової програми дисципліни «Синоптична метеорологія». На початку визначені загальні поняття, які використовуються при вивченні курсу. Основна частина конспекту спрямована на описання характеристик, умов виникнення, еволюції та переміщення баричних систем, повітряних мас і атмосферних фронтів.

При викладенні матеріалу значна увага приділена елементам регіональної синоптики та супутникової метеорології з метою надання студентам загального уявлення про процеси, що спостерігаються над східною Європою і мають безпосередній вплив на формування погодних умов на території України.

Конспект лекцій має структуру у вигляді окремих тем за розділами програми дисципліни «Синоптична метеорологія».

1 Предмет синоптичної метеорології

1.1 Основні поняття синоптичної метеорології

Синоптичною метеорологією називається наука, що вивчає закономірності розвитку атмосферних процесів з метою завбачення (прогнозу) погоди.

Погода – це стан атмосфери у визначений момент часу або проміжок часу над будь-яким пунктом або районом земної кулі. Погода характеризується сукупністю значень метеорологічних величин, найважливішими з яких є: тиск, температура і вологість повітря, вітер, атмосферні опади, хмарність, явища погоди.

Зміни погоди можна передбачати тільки на основі вивчення розподілу метеорологічних величин над географічними районами глобального масштабу, порівнянного з розмірами материків і океанів. Для аналізу погоди у глобальному масштабі використовують синоптичні карти. *Синоптична карта або карта погоди* - географічна карта, на яку спеціальними умовними позначками нанесені значення метеорологічних величин, що отримані в результаті спостережень на мережі метеорологічних станцій і за даними висотних спостережень.

Карти погоди є приземні і висотні. Це дає можливість проводити тривимірний аналіз.

Синоптичні карти дали назву *синоптичному методу вивчення і прогнозування погоди,* який заснований на виявленні фізичних закономірностей розвитку атмосферних процесів за допомогою обробки і наступного аналізу карт погоди. Метод дозволяє на основі законів фізики атмосфери досліджувати і виявляти причини зміни погоди.

Основні прийоми синоптичного аналізу - зіставлення характеристик погоди, нанесених на карти погоди. При цьому виробляються наступні зіставлення:

- значення однієї і тієї ж метеорологічної величини в різних пунктах, на різних висотах у єдиний визначений момент часу;
- значення різних метеорологічних величин у тому самому пункті, у різних пунктах, на різних висотах у єдиний визначений момент часу;
- значення одного або різних метеорологічних елементів у послідовні моменти часу як в одному, так і в різних пунктах.

Основними принципами синоптичного аналізу є:

1. *Комплексність аналізу.* Характеристики погоди аналізуються не ізольовано, а в комплексі, спільно - з урахуванням їх взаємозв'язку.

2. *Тривимірність аналізу.* Розглядаються властивості атмосфери не на одному рівні в горизонтальній площині, а в значній товщі атмосфери на різних рівнях.

3. *Історична послідовність аналізу.* Проводиться узгодження аналізу даних карт погоди з аналізом попередніх карт. Процеси, що протікають в атмосфері, звичайно мають значну тривалість і можуть простежуватися за послідовними картами погоди. Для правильного аналізу не повинна порушуватися логічна послідовність розвитку атмосферних процесів.

Найважливішими достоїнствами синоптичного методу є *наочність* та *оперативність*.

Синоптичний метод дозволяє з певною мірою успішності переборювати труднощі, пов'язані з недостатністю метеорологічної інформації, її переривчастістю в просторі і часі. Це досягається шляхом: *інтерполяції* - знаходження проміжного значення метеорологічної величини за її значеннями на двох або декількох метеорологічних станціях, та *екстраполяції* - знаходження припустимого значення метеорологічної величини за межами області, де значення цієї величини відомі. Інтерполяція й екстраполяція можуть здійснюватися у просторі і у часі. Специфіка синоптичного методу полягає в тому, що він пристосований до аналізу великомасштабних процесів, для аналізу процесів більш дрібного масштабу - мезомасштабу, необхідна дуже густа мережа станцій з великою частотою спостережень, що практично нездійсненно. Для розв’язання таких задач використовуються додаткові засоби – МРЛ (метеорологічні радіолокатори), ШСЗ (штучні супутники Землі).

1.2 Метеорологічна інформація і способи її представлення

Метеорологічна інформація - сукупність відомостей про стан атмосфери або про стан окремих метеорологічних величин.

Розрізняють два види метеорологічної інформації:

1. *первинна інформація* - про поточну погоду, безпосередньо одержувана в результаті метеорологічних спостережень;
2. *вторинна інформація* - про погоду, що спостерігалася, у вигляді різних зведень, синоптичних карт, аерологічних діаграм, вертикальних розрізів, знімків хмарності і т.п.

Правильність аналізу атмосферних процесів і успішність прогнозів у значній мірі залежать від якості і своєчасності надходження первинної метеоінформації.

Первинна метеорологічна інформація повинна відповідати ряду вимог:

1. *Глобальність* - метеоінформація повинна надходити в прогностичні центри з прилеглої території, за розмірами порівнянної з територією континентів або океанів. Це визначається масштабністю і швидкоплинністю розвитку атмосферних процесів, які необхідно враховувати при складанні прогнозу навіть для якого-небудь одного пункту.
2. *Тривимірність* - дані спостережень повинні характеризувати стан атмосфери не тільки за площею над великими географічними районами, але і по висотах, тобто у тривимірному просторі.
3. *Комплексність* - визначається необхідністю комплексного аналізу полів тиску, температури, вітру, вологості з метою найбільш повного виявлення закономірностей розвитку атмосферних процесів.
4. *Синхронність* - проведення метеорологічних спостережень у єдині фізичні моменти часу по всій території, охоплюваній спостереженнями. Це дозволяє проводити порівняльний аналіз для єдиного терміну спостережень полів метеорологічних величин і явищ. Синхронність полегшує збір і поширення метеоінформації в масштабах земної кулі.
5. *Регулярність* - систематичне проведення спостережень у встановлені строки.
6. *Оперативність* - інформація повинна надходити споживачеві в мінімально припустимий термін.

У службі погоди окремих держав і в міжнародному масштабі в цілому створені і постійно удосконалюються *системи одержання метеорологічної інформації*, що включають:

- наземну мережу синоптичних станцій і аерологічних станцій;
- суднові, стаціонарні і дрейфуючі буйкові морські гідрометеорологічні станції;
- метеорологічні радіолокаційні станції;
- метеорологічну космічну систему;
- авіаційну розвідку погоди.

Наземна мережа синоптичних і аерологічних станцій. Станції, на яких регулярно проводяться гідрометеорологічні спостереження, називаються *синоптичними станціями*. Синоптичні станції здійснюють великий комплекс спостережень за: атмосферним тиском, температурою, характеристиками вітру, вологістю, хмарністю, опадами, явищами погоди і т.д. У службі погоди використовуються *аерологічні станції*, що здійснюють вертикальне зондування атмосфери за допомогою радіозондів. У результаті одержують дані про розподіл характеристик вітру, температури і вологості з висотою.

Синоптичні й аерологічні станції утворюють *наземну мережу синоптичних і аерологічних станцій.*

Синоптичні станції наземної мережі проводять синхронні метеорологічні спостереження у встановлені строки: 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 годин всесвітнього скоординованого часу (ВСЧ). Строки 00, 06, 12, 18 називаються *основними синоптичними строками*. Інші строки називаються *додатковими*.

Аерологічні станції виконують зондування атмосфери в терміни: 00, 06, 12, 18 годин всесвітнього скоординованого часу. *Основні строки* - 00, 12 годин.

Кожна синоптична і аерологічна станція має свій п'ятизначний індекс, за яким її можна відрізняти від інших станцій і знаходити на бланках синоптичних карт та у зведеннях погоди. Вся територія земної кулі розбита на 6 великих секторів:

1. Африка.
2. Азія.
3. Південна Америка.
4. Північна і центральна Америка.
5. Європа.
6. Південно-західна частина Тихого океану.

Ці сектори поділені на райони з двозначними номерами. В індексі станції дві перші цифри вказують на номер району, а інші три – на номер станції у межах району.

Недоліками даної системи спостережень є недостатня густота мережі станцій на переважній частині земної кулі і часова дискретність спостережень. Оптимальна густота розміщення пунктів спостережень визначається з урахуванням просторової структури погодоутворюючих атмосферних процесів, періодом дії прогнозу і розмірами території, для якої він складається. Таким вимогам відповідає відстань між метеорологічними станціями 100 – 150 км. Достатня густота мережі аерологічних станцій: 250 – 300 км. Часова дискретність спостережень у встановлені строки може призводити до пропусків різких змін у значеннях метеорологічних величин або режиму погоди в цілому між строками.

Морські гідрометеорологічні станції. Синоптичні станції розташовані не тільки на континентальній частині земної кулі, але й на океанічних акваторіях. *Суднові, стаціонарні і дрейфуючі буйкові морські гідрометеорологічні станції* є головним джерелом регулярної інформації з акваторії світового океану.

Острівні метеорологічні станції в основному не відрізняються від наземних синоптичних станцій, але додатково проводять спостереження за характеристиками водної поверхні.

Задачу висвітлення метеорологічними даними акваторії світового океану вирішують *судна погоди*. *Судна погоди* - це постійно діючі об'єкти,

оснащені необхідною гідрометеорологічною апаратурою і засобами зв'язку. З суден погоди регулярно проводиться зондування атмосфери.

Метеорологічні радіолокаційні станції. Мережа МРЛС. Метеорологічні радіолокаційні станції дозволяють здійснювати безперервний огляд стану атмосфери, як у часі, так і в просторі. Це спостереження за хмарністю і конвективними явищами, а також за характеристиками вітру при допомозі допплерівських радіолокаторів. Сучасні РЛС мають радіус виявлення метеорологічних об'єктів не менше, ніж 150 км. Мережа МРЛС класифікується як додаткова до основної системи спостережень.

Метеорологічна космічна система. Метеорологічна космічна система складається з *метеорологічних штучних супутників Землі* (МШСЗ), які функціонують на різних орбітах, і наземного комплексу прийому і обробки інформації, що надходить від супутників. МШСЗ обладнані спеціальною оглядово-вимірювальною апаратурою.

Дані про стан атмосфери й океанів надходять з космічної підсистеми до головних наземних центрів прийому інформації. Координуючу роль у міжнародному обміні інформацією виконує Всесвітня метеорологічна організація (ВМО).

Спостереження у глобальному масштабі ведуться з *полярно-орбітальних і геостаціонарних* МШСЗ. В оперативному режимі міжнародний обмін здійснюється з МШСЗ серії NOAA (на орбіті функціонує вже NOAA-17) і з МШСЗ Метеосат-7. На теперішній час в обмін включаються дані 5 геостаціонарних МШСЗ - METEOCAT-5, 7, GMS-5 (замінений на GOES-9), GOES-EAST, GOES-WEST.

Регулярні спостереження за допомогою приладів, встановлених на МШСЗ, поєднуються в *Глобальну систему спостережень* (GOS - Global Observing System), що є частиною *Глобальної системи спостереження за погодою* (World Weather Watch).

Основна мета оперативної мережі МШСЗ - оцінка кінематики і динаміки атмосферної циркуляції в реальному режимі часу на регулярній основі. В оперативному режимі інформацію МШСЗ приймають у 125 країнах світу на більш ніж 1000 приймальних станціях.

Геостаціонарні МШСЗ розташовуються в екваторіальній смузі і забезпечують безперервний огляд погоди від 70 º півд.ш. до 70 º півн.ш. Меридіани 0 - 65 º зах.д. закріплені за європейським космічним агентством (EUMETSAT), меридіан 74 º сх.д. - за Індією (інформація не транслюється через METEOCAT-7), меридіан 140 º сх.д. - за Японією, меридіани 105 і 135 º сх.д. - за США (2 МШСЗ).

У *видимому діапазоні* (аналог телевізійного сигналу - ТВ) електромагнітного спектра (ЕМГС) апаратура МШСЗ фіксує сонячну радіацію, відбиту від земної поверхні або від верхньої межі хмар (ВМХ). Виміри дозволяють складати карти хмарності й альбедо.

На картах відтінки сірого кольору показують різні значення альбедо:

- *яскраві білі тони* характерні для високих значень альбедо, що відповідають відбивній здатності потужних і високих хмар, або покритої снігом і льодом підстильної поверхні;
- *сірі відтінки* - це низькі значення альбедо, характерні для тонких прозорих хмар;
- *темно-сірі і чорні відтінки* відповідають практично відсутності відображення, що характерно для водної поверхні (озера, ріки, моря) і рослинності (ліс).

В *інфрачервоному діапазоні* (ІК) у денний і нічний час доби прилади фіксують радіацію, випромінювану земною поверхнею і хмарами, тобто теплову складову ЕМГС випромінювання ВМХ (температуру). Зображення використовуються для цілодобового представлення карт хмарності й оцінки приземної температури.

Відтінки сірого кольору на чорно-білих зображеннях являють собою різну температуру випромінюваних поверхонь ВМХ або земної поверхні. Для *яскравих білих тонів* характерні *низькі температури*, що відповідають високим значенням верхньої межі перистої хмарності. Для *сірих відтінків (середні значення від'ємних температур)* характерні значення ВМХ середнього ярусу. *Темно-сірі до чорного кольору відтінки* (*високі температури*) характерні для теплої підстильної поверхні (наприклад, акваторії тропічних морів або території пустель).

Полярно-орбітальні МШСЗ серії NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration Polar Operational Environmental Satellites, США) уже більше 25 років є основною космічною ланкою метеорологічних служб усього світу. Кожні 2-3 роки запускається черговий супутник таким чином, що на орбітах одночасно знаходиться не менше 2 діючих апаратів. Супутникова метеорологічна інформація є безперервною. Відомості про хмарність, отримані за допомогою ШСЗ, мають важливе значення при аналізі синоптичних процесів і прогнозі погоди, особливо над територією з недостатньо густою мережею наземних синоптичних і аерологічних станцій.

Авіаційна розвідка погоди. Авіаційна розвідка погоди набула значного поширення як допоміжна система одержання первинної метеорологічної інформації. Основна її задача - проведення інструментальних і візуальних спостережень за умовами погоди з літаків. При цьому одержують інформацію про хмарність, турбулентність, видимість, температуру, вітер і т.п. Найбільш повний комплекс спостережень забезпечується літаками-лабораторіями.

Різновидами авіаційної розвідки погоди є: аеродромне зондування атмосфери, маршрутне зондування атмосфери, попутні візуальні спостереження за умовами погоди на рейсових літаках.

2 Поля метеорологічних величин

2.1 Поле атмосферного тиску

Поле атмосферного тиску є *скалярним безперервним полем*.

У кожен момент часу тиск є функцією координат:

$$p = p\,(x, y, z), \tag{2.1}$$

тобто поле тиску є тривимірним полем.

Основними графічними формами представлення поля тиску є приземні карти і карти баричної топографії.

Приземні карти погоди складаються для огляду розподілу метеорологічних величин на рівні моря. За даними спостережень в основні строки будуються карти погоди, що охоплюють велику територію. Це дозволяє одночасно бачити атмосферні процеси протяжністю кілька тисяч кілометрів. На таких картах базуються прогнози погоди на 24 - 36 годин, а самі карти мають назву *основних.*

За спостереженнями в додаткові строки складаються приземні карти меншого територіального охоплення - *додаткові карти*. Такі карти використовуються для уточнення розвитку атмосферних процесів, а також для складання короткострокових прогнозів погоди для конкретного району. Зведення про погоду для складання таких карт збираються з території деякого кільця метеорологічних станцій, тому такі карти мають назву *кільцевих карт*.

Поруч з основними і кільцевими картами можуть бути складені деякі допоміжні карти. До таких карт належать карти небезпечних і стихійних гідрометеорологічних явищ погоди (тумани, грози, ожеледь і т.п.), карти екстремальних значень температури, хмарності, опадів, снігового покриву й ін.

Для графічного представлення поля метеорологічної величини приймають фіксованими які-небудь дві або три координати. У такий спосіб одержують розрізи поверхонь рівних висот координатними площинами. Одним з основних видів таких розрізів є карта топографії поверхні рівних значень метеорологічної величини. Карти топографії можна будувати для будь-яких метеорологічних величин. Для відображення розподілу тиску у фіксований момент часу на фіксованих рівнях в атмосфері використовують *карти баричної топографії.*

Поле тиску зручно характеризувати *ізобаричними* поверхнями, рівняння яких має вигляд:

$$p\,(x, y, z) = const. \qquad (2.2)$$

Загалом, ізобаричні поверхні не збігаються з рівневими, а спрямовані під невеликими кутами. Кут нахилу ізобаричної поверхні визначається за формулою:

$$tg\beta = \frac{l}{g}\mathrm{Vg}\ , \qquad (2.3)$$

де: β – кут нахилу;
$l=2\omega sin\varphi$ – параметр Коріоліса (ω – кутова швидкість обертання Землі, φ – географічна широта);
g – прискорення вільного падіння;
V_g - швидкість геострофічного вітру.

Тангенс кута нахилу ізобаричної поверхні має порядок $10^{-4} – 10^{-5}$.

Карта баричної топографії будується для визначеної ізобаричної поверхні, висота якої змінюється в просторі і часі, тобто за допомогою ізоліній рівних висот *(ізогіпс)* можна одержати баричний рельєф (топографію).

Висоти ізобаричних поверхонь обчислюються за *барометричною формулою геопотенціалу*.

Геопотенціал - *Ф* - робота, що затрачається на подолання сили ваги при переміщенні частинки з одиницею маси від центра Землі до заданого рівня. Формула абсолютного геопотенціалу має вигляд:

$$\hat{O} = \int_0^z g dz\ , \qquad (2.4)$$

Враховуючи, що у межах тропосфери і нижньої стратосфери g практично не залежить від z, отримуємо:

$$\hat{O} = gz\ . \qquad (2.5)$$

За одиницю геопотенціалу прийнята величина – 9,8 $м^2 \cdot с^{-2}$, але така одиниця є незручною у використанні, тому введена інша одиниця – геопотенціальний метр – гп.м., який чисельно практично рівний лінійному метру, але має розмірність роботи:

$$H = \frac{\hat{O}}{9{,}8} = \frac{gz}{9{,}8}. \qquad (2.6)$$

Абсолютний геопотенціал ізобаричної поверхні залежить від тиску на рівні моря і середньої температури шару між рівнем моря і ізобаричною поверхнею.

Барометрична формула геопотенціалу має вигляд:

$$\hat{O}_{àáñ} = RT_m \ln \frac{p_0}{p}, \qquad (2.7)$$

де: R – газова стала;
T_m – середня температура шару повітря;
p_0 – тиск біля поверхні землі, приведений до рівня моря;
p – ізобарична поверхня.

Якщо положення ізобаричної поверхні у просторі вимірюється від рівня моря в одиницях геопотенціалу, то така карта називається *картою абсолютної топографії (АТ)*. В оперативній практиці будують і використовують карти АТ ізобаричних поверхонь 850, 700, 500, 400, 300, 200, 100 і 50 гПа, які називають *головними (основними) ізобаричними поверхнями.* З різною метою можуть бути побудовані карти АТ проміжних і більш високих рівнів. Таким чином, карта абсолютної топографії ізобаричної поверхні *p=const* характеризує стан баричного поля.

Таблиця 2.1 - Середні висоти основних ізобаричних поверхонь

P, гПа	1000	925	850	700	500	400	300	250	200	150	100	50
H, км	0-0,5	~0,7	1,5	3	5,5	7	9	10	12	14	16	20

Поряд з картами АТ будують карти *відносної топографії (ВТ),* тобто карти товщини шарів між головними ізобаричними поверхнями - H_{p1}^{p2}. Найчастіше в оперативній практиці застосовується карта товщини шару між ізобаричними поверхнями 1000 і 500 гПа - H_{1000}^{500} - ВТ-500/1000.

Карта відносної топографії еквівалентна карті розподілу середньої температури шару між ізобаричними поверхнями p_1 і p_2 .

При обробці синоптичних карт, на них проводять ізолінії: на приземних картах - *лінії однакового тиску – ізобари (через 5* гПа*, кратні п'яти)*, на висотних картах - *лінії однакових геопотенціальних висот – ізогіпси (через 4* гп.м*, кратні чотирьом)*. У зв'язку з безперервністю поля тиску ізобари (ізогіпси АТ) не можуть перетинатися між собою, вони можуть обриватися на обрізі карти, але в межах земної кулі вони завжди замкнені.

Важливою диференціальною характеристикою поля тиску є *баричний градієнт*:

$$G = -\frac{dp}{dn}, \tag{2.8}$$

він спрямований по нормалі - *n* - до ізобаричної поверхні у бік убування тиску. При аналізі приземного поля тиску використовується поняття горизонтальної складової баричного градієнта – $(-\frac{dp}{dn})$, при аналізі висотного поля використовується поняття горизонтального градієнта геопотенціалу ізобаричної поверхні – $(-\frac{d\acute{I}}{dn})$.

Між горизонтальним градієнтом тиску і геопотенціалу існує таке співвідношення:

$$-\frac{dp}{dn} = -9{,}8\rho\frac{\partial\acute{I}}{\partial\ddot{i}}. \tag{2.9}$$

Іншою важливою диференціальною характеристикою горизонтального розподілу тиску є його *лапласіан*.

Оператор Лапласа (лапласіан) для площини має вигляд:

$$\nabla^2 f = \frac{\partial^2 f}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 f}{\partial y^2}, \tag{2.10}$$

де *f* - метеорологічна величина.

З цього виразу видно, що лапласіан визначає форму кривизни поверхні. Якщо лапласіан додатний - то поверхня увігнута, якщо від'ємний - опукла. Ця властивість лапласіана знайшла застосування в метеорології. Лапласіан тиску ($\nabla^2 p$) описує форму баричного рельєфу.

$$\nabla^2\eth = \frac{\partial^2\eth}{\partial\tilde{o}^2} + \frac{\partial^2\eth}{\partial y^2} \text{ або } \nabla^2\acute{I} = \frac{\partial^2\acute{I}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\acute{I}}{\partial y^2}. \tag{2.11}$$

Кожна складова лапласіана дає уявлення про зміну густоти ізоліній у напрямку осі координат.

В атмосферній циркуляції виділяють визначені структурні елементи - *баричні системи*.

Баричні системи - це області зниженого і підвищеного атмосферного тиску, що утворюються у зв'язку з неоднорідністю розподілу тиску.

Системи зниженого тиску. До областей зниженого тиску відносять улоговини, циклони, депресії.

Депресія - область відносно зниженого тиску з замкнутими ізобарами (ізогіпсами). Точка з найбільш низьким значенням тиску (геопотенціалу) називається *центром депресії*. Коли таких точок кілька, то депресія називається *багатоцентровою*. У помірних широтах тиск на рівні моря в центрі депресії знаходиться в межах: 950 - 1010 гПа. *Розмір депресії* визначається як відстань між найбільш віддаленими одна від одної точками на зовнішній замкнутій ізолінії і становить 1 - 2 тис. км і більше. *Глибина* депресії оцінюється або числом замкнутих ізоліній, або перепадом тиску чи геопотенціалу від центру депресії до зовнішньої замкнутої ізолінії.

Барична улоговина - область відносно зниженого тиску з незамкнутими ізобарами. *Вісь* улоговини з'єднує точки з найбільшою кривизною ізоліній.

Смуга зниженого тиску або *смуга знижених значень абсолютного геопотенціалу* розташовується між двома областями підвищених значень тиску або геопотенціалу. *Вісь смуги* являє собою місце точок з найбільш низьким значенням тиску або геопотенціалу і проходить приблизно паралельно ізолініям у центральній частині цієї смуги.

Для центру депресії, осі улоговини і осі смуги зниженого тиску лапласіан має вигляд:

$$\nabla^2 p>0 \quad \text{або} \quad \nabla^2 H>0 \,. \qquad (2.12)$$

Своєрідним видом улоговин є так звана *замаскована улоговина*, яка виникає в процесі накладення на баричну улоговину поля з горизонтальним градієнтом тиску (геопотенціалу), що мало змінюється. *Вісь* замаскованої улоговини проходить через точки з максимальною кривизною баричного профілю.

Системи підвищеного тиску. До областей підвищеного тиску відносять гребені, відроги, баричні максимуми, антициклони.

Баричний максимум - область відносно підвищеного тиску з замкнутими ізобарами (ізогіпсами). Точка з найвищим значенням тиску називається *центром* баричного максимуму. Тиск на рівні моря в центрі баричного максимуму знаходиться в межах 1000 - 1035 гПа. Розміри баричного максимуму характеризуються найбільшою відстанню між точками, що знаходяться на зовнішній замкнутій ізолінії і становлять 2 - 3 тис. км і більше. Інтенсивність баричного максимуму оцінюється перепадом тиску або геопотенціалу між його центром і зовнішньою замкнутою ізолінією.

Баричні гребені - області відносно підвищеного тиску з незамкнутими ізобарами (ізогіпсами). *Вісь* гребеня з'єднує точки з найбільшою кривизною ізоліній. Добре розвинені гребені, що займають великі площі, часто називають *відрогами антициклонів*.

Різновидом баричного гребеня є *перемичка високого тиску* або *смуга підвищених значень абсолютного геопотенціалу*. Смуга розділяє дві суміжні області зниженого тиску (геопотенціалу). *Вісь* смуги проходить через точки з найбільш високими значеннями тиску (геопотенціалу) у перехідній зоні від однієї депресії до іншої.

Для центру баричного максимуму, осі баричного гребеня і осі смуги підвищеного тиску лапласіан має вигляд:

$$\nabla^2 p<0 \quad \text{або} \quad \nabla^2 H<0 . \qquad (2.13)$$

Коли поле тиску або геопотенціалу утворено з розташованих у шаховому порядку двох депресій (улоговин, циклонів) і двох баричних максимумів (гребенів, антициклонів), то між ними утворюється барична система, яка називається *сідловина*. Місце, де одночасно при переході від одного баричного максимуму до іншого тиск (геопотенціал) досягає мінімуму, а при переході від однієї депресії до іншої тиск (геопотенціал) досягає максимуму, називається *гіперболічною точкою сідловини*.

Для цієї точки лапласіан має вигляд:

$$\nabla^2 p<0 \quad \text{або} \quad \nabla^2 H<0 . \qquad (2.14)$$

Розподіл тиску по вертикалі описується барометричними формулами; для аналізу процесів у тропосфері і нижній стратосфері використовується барометрична формула реальної атмосфери:

$$p = p_0 e^{-g\Delta z / (RT_m)} , \qquad (2.15)$$

де: p - тиск на висоті z;
p_0 - тиск на нижньому рівні;
g – прискорення вільного падіння;
Δz - різниця висот між ізобаричними поверхнями p і p_0;
R – газова стала;
T_m – середня віртуальна температура шару між ізобаричними поверхнями p і p_0.

Тиск є єдиною метеорологічною величиною, що *з висотою монотонно убуває*: чим вище, тим нижче тиск. Чим вище, тим більш згладженим стає поле тиску або геопотенціалу, зникають збурювання, що виявляються на приземній карті. Густота ізогіпс на картах АТ з висотою зростає.

Тиск безперервно змінюється в часі. При цьому виділяють *періодичні зміни тиску*, пов'язані з його добовим ходом; і *неперіодичні зміни*, пов'язані з переміщенням і еволюцією баричних систем.

Зміна тиску на станціях, пов'язана з переміщенням баричних систем, називається *трансляційною*, а зміна тиску, викликана еволюцією баричних утворень - *еволюційною*. *Локальна зміна тиску* на станції складається із суми цих двох видів.

Розподіл тиску має географічні і сезонні особливості. В екваторіальній зоні знаходиться *пояс зниженого тиску*, у січні цей пояс у північній півкулі розташовується уздовж екватора, а влітку - трохи зміщується в більш північні широти.

На широтах 30 - 35 º півн.ш. знаходиться зона максимальних значень тиску, вона розділяється на окремі області, що називаються *субтропічними антициклонами*. Улітку виділяються азорський і північнотихоокеанський (гавайський) максимуми, що трохи зміщуються до півночі у порівнянні зі своїм зимовим положенням. Ця зона підвищеного тиску добре виражена протягом усього року над океанами, а над сушею зберігається тільки взимку і визначається як *сибірський максимум*.

На північній межі зони помірних широт - 60 - 65 º півн.ш. в усі сезони знаходиться пояс зниженого тиску. До нього відносяться добре виражені депресії - *ісландський* і *алеутський* (південь Аляски) мінімуми.

У південній півкулі на широтах 30 - 35 º півд.ш. також знаходиться зона підвищеного тиску. Це три океанічних субтропічних антициклони: південноатлантичний, південнотихоокеанський, південноіндійський. Південніше від цієї зони розташовується передантарктична зона зниженого тиску.

В полярних областях обох півкуль у нижній тропосфері переважає підвищений атмосферний тиск.

2.2 Поле вітру

Вітер характеризує рух повітря, що є турбулентним - тобто неупорядкованим. На метеостанціях і при температурно-вітровому зондуванні визначається *осереднений вітер*.

Поле вітру - *векторне поле* і характеризується в кожній точці напрямком і швидкістю.

Біля земної поверхні поле вітру відрізняється значною складністю в зв'язку з неоднорідністю підстильної поверхні, у вільній атмосфері поле вітру згладжене.

Синоптичний аналіз поля вітру проводиться за допомогою приземних карт погоди, карт АТ, вертикальних розрізів, аерологічних

діаграм. Швидкість і напрям вітру аналізують окремо. В одних випадках будують карти *ізотах* – ліній однакових значень швидкості вітру, в інших - карти *ізогон* – ліній однакових напрямів вітру. Важливою картою відображення характеристик вітру є *карта максимального вітру*, на яку наносяться дані про напрям і швидкість максимального вітру з указівкою тиску на рівні максимального вітру, а також дані про зсуви вітру в шарах на 1 км нижче і 1 км вище рівня максимального вітру. Обробка карти полягає у проведенні ізотах і осей струминних течій, при цьому ізотахи проводять через 10 м·с$^{-1}$, починаючи зі швидкості *30* м·с$^{-1}$*, яку визначено як критерій максимального вітру.*

У прямокутній системі координат розглядаються окремо складові по осі ОХ (*u*) і ОУ (*v*). Найчастіше вісь ОХ спрямовують уздовж кола широти із заходу на схід, а вісь ОУ – уздовж меридіана з півдня на північ, таким чином *u* являє собою зональну складову, а *v* – меридіональну складову вектора вітру.

Переміщення частинок повітря одиничної маси виникає під впливом декількох сил, що описується рівнянням руху:

$$\frac{dV}{dt} = G + A + R + C, \qquad (2.16)$$

де V - швидкість переміщення;
G – сила баричного градієнта;
A – сила Коріоліса;
R – сила тертя (турбулентної в'язкості);
C - відцентрова сила.

За певних умов деякі із сил можуть бути настільки малі, що ними в порівнянні з іншими можна знехтувати. Крім того, деякі сили спрямовані протилежно одна одній, у результаті може бути досягнута рівновага діючих сил. Рівновага діючих сил є нестійкою.

1. При $\frac{dV}{dt} = 0,\ R=0,\ C=0,$ маємо: $A=-G,$ або: $2\omega V\sin\varphi = \frac{1}{\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$ (p – ізобарична поверхня, ρ - густина повітря на ізобаричній поверхні), звідси: $V = \frac{1}{2\omega\rho\sin\varphi}\frac{\partial p}{\partial n}$, такий тип руху називається *геострофічним;* при $l = 2\omega\sin\varphi$: $V_g = \frac{1}{l\rho}\frac{\partial p}{\partial n}$.

Відсутність сили C означає, що геострофічний вітер можливий тільки при прямолінійних ізобарах або ізогіпсах. *Вектор сили А завжди спрямований відносно вектора швидкості під прямим кутом, у північній півкулі вправо, у південній - уліво.*

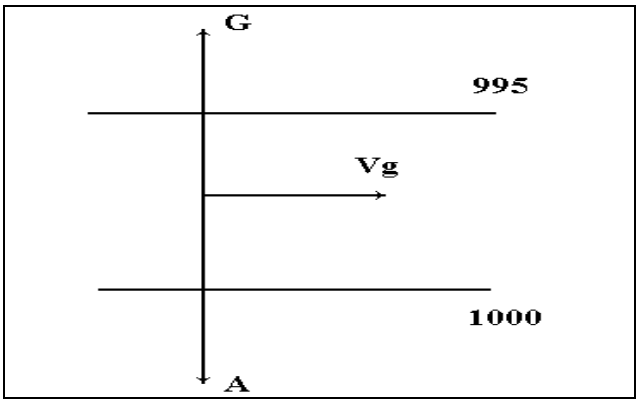
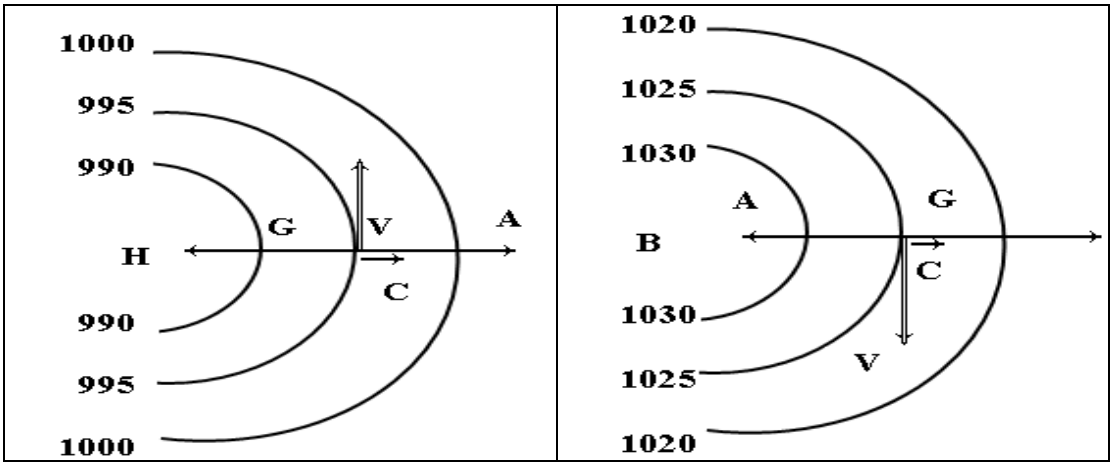


Рис. 2.1. Діючі сили при геострофічному вітрі. Північна півкуля.

2. *Градієнтний* вітер - V_{gr} – вітер, зумовлений дією сил G , A і C, без урахування сили тертя R:

$$G + A + C = 0. \qquad (2.17)$$

Вектор V_{gr} спрямований по дотичній до ізобар або ізогіпс під прямим кутом, у північній півкулі завжди вправо, у південній - уліво щодо вектора G. При однаковій густоті ізоліній у циклоні швидкість градієнтного вітру менше, ніж швидкість геострофічного вітру, а в антициклоні градієнтний вітер більше геострофічного.



(а) (б)

Рис. 2.2. Діючі сили при градієнтному вітрі у циклоні (а) і антициклоні (б).

Швидкість вітру в приземному шарі менше швидкості геострофічного вітру; у помірних широтах:

$$V = 0{,}7V_g \text{ (море)},$$

$$V = 0{,}4V_g \text{ (суша)}. \qquad (2.18)$$

Під дією сили тертя напрямок вітру у приземному шарі відхиляється від дотичної до ізобари у бік низького тиску на кут ~ 30 º, при цьому над сушею ~ 40 º, над морем ~ 15 º.

Характеристики поля вітру. До характеристик поля вітру відносяться *дивергенція, вихор і циркуляція швидкості.*

1. *Дивергенція вектора швидкості* - *div V* - є скалярна величина, пов'язана зі швидкістю співвідношенням:

$$div\ V = D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}, \qquad (2.19)$$

де *u, v, w* – проекції швидкості на осі координат *x, y, z.*

З дивергенцією пов'язані приплив або відтік повітря в даній точці простору. При *розбіжності* вектора швидкості, коли $D > 0$, відбувається *відтік повітря*, при *збіжності* вектора швидкості $D < 0$ - *приплив* повітря до даної точки. Порядок дивергенції 10^{-5} $с^{-1}$. *Від'ємна дивергенція називається конвергенцією. При геострофічному вітрі div V = 0.*

2. *Вихор швидкості.*

$$rotV = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial u}{\partial z}\right)i + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right)j + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right)k, \qquad (2.20)$$

де *i, j, k* – одиничні орти вздовж осей *x, y, z*, відповідно.

Кожна зі складових вихору швидкості по осях координат *x, y, z* характеризує тенденцію обертального руху частинок повітря навколо відповідної осі. У вертикальній площині обертальні рухи у великомасштабних атмосферних процесах дуже малі, тому для цих процесів обмежуються розглядом *вертикальної складової вихору швидкості:*

$$\Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \qquad (2.21)$$

У циклоні і на осях улоговин усіх типів Ω має додатне значення, в антициклоні і на осях гребенів - від'ємне.

3. З вихровими рухами в атмосфері пов'язане поняття *циркуляції швидкості:*

$$C = \oint_s V_s ds, \qquad (2.22)$$

де V_s - дотична до контуру складової швидкості;
ds - елемент дотичної.

4. *Лінія току* - лінія, у кожній точці якої вектор швидкості спрямований по дотичній до неї. Для геострофічного і градієнтного вітрів лінії току збігаються з ізобарами або ізогіпсами. Рівняннями лінії току є співвідношення:

$$\frac{\partial x}{u} = \frac{\partial v}{v} = \frac{\partial z}{w}, \qquad \text{звідси:} \quad \frac{\partial y}{\partial x} = tg\gamma = \frac{v(x, y)}{u(x, y)}, \tag{2.23}$$

де γ – кут між віссю OX і дотичною до лінії току.

Функція току - Ψ – це величина, яка виражається через проекції швидкості відносно осей координат:

$$u = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, \quad v = \frac{\partial \psi}{\partial x}. \tag{2.24}$$

Лінії току є ізолініями функції току: $\Psi = const$. Система ліній току визначає рух повітря у системі баричних утворень, оскільки в залежності від знака вихрового джерела, дозволяє одержати конвергенцію або дивергенцію повітряних потоків. *Центр циклону і вісь улоговини є точкою збіжності ліній току, а центр антициклону і вісь гребеня - точкою їх розбіжності.* Зображуючи баричне поле в ізолініях функції току, одержуємо векторне поле швидкостей вітру, що характеризує фронтальні розділи.

Поля вітру баричних систем.

Між полями тиску і вітру існує тісний зв'язок, це виражається у тому, що кожне баричне утворення має специфічний розподіл вітру.

Аналіз синоптичних карт на різних рівнях показує, що циклон являє собою тривимірних вихор з нахиленою до горизонту віссю, навколо якої відбувається обертальний рух частинок проти годинникової стрілки.

Для вектора вітру *V* у центрі циклону, на осі улоговини і на осі смуги зниженого тиску у приземному шарі виконуються умови:

$$div\ V<0\ ; \qquad \Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} > 0\,. \tag{2.25}$$

В областях зниженого тиску у вільній атмосфері дивергенція швидкості вітру дорівнює нулю, у приземному шарі відзначається конвергенція повітряних потоків. Конвергенція повітряних потоків у баричних системах зниженого тиску в граничному шарі відіграє вирішальну роль у виникненні висхідних вертикальних рухів, що визначає формування в цих областях хмарних масивів і зон опадів.

У центрі антициклону, на осі гребеня і на осі смуги підвищеного тиску у приземному шарі виконуються умови:

$$div\ V>0\ ; \qquad \Omega = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} < 0\ . \qquad (2.26)$$

Для полів підвищеного тиску у вільній атмосфері дивергенція швидкості дорівнює нулю, у приземному шарі спостерігається розбіжність повітряних потоків. За рахунок розбіжності повітряних потоків у приземному шарі у центральній частині антициклонів і гребенів виникають великі області низхідних рухів.

У баричній сідловині структура поля вітру визначається сполученням полів вітру улоговин і гребенів, поле вітру в сідловині називають *деформаційним полем*.

2.3 Поле температури

Основним матеріалом для синоптичного аналізу поля температури служать приземні карти, карти баричної топографії, дані температурно-вітрового зондування.

На ізобаричних поверхнях виділяють *осередки тепла і холоду*. Поле температури описується за допомогою ізоліній - *ізотерм - ліній однакового значення* температури: *T=const*, на картах АТ ізотерми проводяться червоним кольором через 2 ºС, кратні двом. Зміна температури з часом характеризується за допомогою *ізаллотерм - ліній однакової зміни температури*.

Важливими характеристиками поля температури є *вертикальна і горизонтальна складова градієнта температури.* По вертикалі температура змінюється значно швидше: вертикальний градієнт температури на три порядки більше горизонтального.

Характеристики поля температури.

1. *Локальна зміна температури*. Це зміна температури в даній точці простору:

$$\frac{\partial \grave{O}}{\partial t} = -\underbrace{\left(u\frac{\partial T}{\partial x} + v\frac{\partial T}{\partial y} \right)}_{1} - \underbrace{w\frac{\partial T}{\partial z}}_{2} + \underbrace{\frac{dT}{dt}}_{3}\ , \qquad (2.27)$$

де: $\frac{\partial \grave{O}}{\partial z} = \gamma$ - вертикальний градієнт температури**,** *w*- вертикальна складова швидкості.

Перший доданок правої частини описує *адвективну зміну температури*, тобто зміну в даній точці, викликану тільки горизонтальним переносом у припущенні, що на шляху переносу температура частинки не змінюється. Другий доданок описує *зміну температури частинки за рахунок її вертикального переміщення.* Третій доданок - *індивідуальна зміна температури* - зміна температури самої частинки.

2. *Адвективна зміна температури* - $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{а}}$.

Додатна адвективна зміна температури обумовлена адвекцією тепла, а від'ємна - адвекцією холоду. Адвективна зміна температури залежить від горизонтального градієнта температури, швидкості переносу (вітру), кута між градієнтом температури і вектором швидкості. Адвективна зміна температури в середньому становить кілька градусів за 12 годин, але при проходженні атмосферних фронтів значно зростає.

3. *Зміна температури, пов'язана з вертикальними рухами повітря*.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{\text{в}} = -w(\gamma_a - \gamma), \qquad (2.28)$$

де γ_a - сухоадіабатичний градієнт температури.

При стійкій стратифікації ($\gamma<\gamma_a$) висхідні рухи $w>0$ спричиняють зниження температури на цьому рівні, а при нестійкій стратифікації ($\gamma>\gamma_a$) - її підвищення. Низхідні рухи $w<0$ при стійкій стратифікації призводять до підвищення температури, а при нестійкій стратифікації - до зниження температури.

Добовий хід температури - зміна температури в даному пункті за рахунок зміни теплового режиму підстильної поверхні протягом доби. Добовий хід температури змінюється в широких межах і багато в чому залежить від хмарності.

2.4 Поля вологості, хмарності та опадів

Поля вологості і хмарності є складними дискретними полями. Джерелом надходження вологи в атмосферу є підстильна поверхня, з якої відбувається випаровування води. Далі водяна пара в результаті турбулентного перемішування й упорядкованих горизонтальних і вертикальних рухів переноситься у більш високі шари, унаслідок чого формуються поля вологості біля поверхні землі і у вільній атмосфері.

У синоптичній метеорології вологість описується за допомогою характеристик, найчастіше з яких використовуються - *температура точки роси, дефіцит насичення, відносна вологість і масова частка водяної пари.*

Локальні зміни вологості визначаються переносом вологи по горизонталі, вертикалі і трансформаційними змінами. Для поверхонь 850, 700 і 500 Гпа складають карти вологості, на які наносять дефіцит насичення і температуру повітря; при обробці карт вологості виділяють області малих значень дефіциту насичення, окреслених ізолінією ≤ 2 ºС, яку відмічають зеленими штрихами і написом «волого», і області великих значень дефіциту насичення, окреслених ізолініями 12, 15 і 22 ºС, яку відмічають червоними штрихами і написом «сухо».

Поле хмарності описується рядом характеристик, які визначаються як інструментально, так і візуально. Хмарність утворюється практично в межах усієї тропосфери і розташовується у великих діапазонах висот.

Хмарність виникає в результаті конденсації і сублімації водяної пари в атмосфері і являє собою видиму сукупність завислих крапель води і кристалів льоду, що знаходяться на деякій висоті над поверхнею землі.

Головним джерелом інформації про характеристики хмарності служать знімки хмарності з ШСЗ, а також дані МРЛ.

Морфологічна класифікація хмар ґрунтується на врахуванні висоти НМХ і їхньому зовнішньому вигляді. Виділяють:

1. *Хмари верхнього ярусу - НМХ вище 6* км.
2. *Хмари середнього ярусу - НМХ - 2 - 6* км.
3. *Хмари нижнього ярусу - НМХ- нижче 2* км.
4. *Хмари вертикального розвитку.*

У результаті впливу вертикальних рухів виникають хмари визначених форм:

- конвективні вертикальні рухи породжують утворення хмар вертикального розвитку – *Cu, Cb*;
- упорядковані вертикальні рухи призводять до виникнення потужних систем шаруватоподібної хмарності нижнього і середнього ярусу *Ns, As*;
- турбулентні вертикальні рухи - до утворення хмар форм *St, Sc, Ac*.

При синоптичному аналізі хмарні системи розбиваються на *фронтальні і внутрішньомасові. Фронтальні хмарні системи* пов'язані з проходженням атмосферних фронтів, в основному в областях циклонів і улоговин. *Внутрішньомасова хмарність* не пов'язана з атмосферними фронтами, а виникає в результаті переміщення відносно теплого повітря над холодною підстильною поверхнею.

Виділяється класифікація хмарності в залежності від її масштабу.

1. *Мезомасштабні хмарні системи* - розмір від 10 до 250 км. Вони підрозділяються на *хмарні пасма, осередки, хвилясті хмари і мезомасштабні вихори.*

2. *Макромасштабні хмарні системи*: *хмарні смуги* - довжина від декількох сотень до декількох тисяч км, ширина до 100 км; *хмарні вихори* - діаметр ≥ 1000 км; *хмарність струминних течій* (перисті); *хмарні поля внутрішньотропічної зони конвергенції* (купчасті).

Опади являють собою одне з найбільш мінливих у часі і просторі метеорологічних явищ.

Опади – це вода в рідкому або твердому стані, що випадає з хмар або осаджується з повітря на поверхню землі або предметів.

Кількість опадів, що випадають, характеризується їхньою сумою і виміряється висотою шару води (мм). *Інтенсивність опадів - кількість опадів в одиницю часу* (мм за годину, мм за добу і т.д.).

Генетична класифікація опадів:

1. *Зливові* – випадають із хмар *Cb,Cu.*
2. *Облогові опади - Ns-As.*
3. *Мрячні - St, Sc.*

Синоптична класифікація виділяє опади *фронтальні і внутрішньомасові. Мрячні опади, як правило, внутрішньомасові, облогові - фронтальні, зливові опади можуть бути обох видів.*

Прогноз опадів тісно пов'язаний з прогнозом хмарності, оскільки в помірних широтах протягом всього року опади переважно випадають із шарувато-дощових і купчасто-дощових хмар.

Кількість, вид опадів, їхня тривалість і фазовий стан цікавлять практично всі області народного господарства. Сильні дощі мають яскраво виражений річний хід: найбільша їхня повторюваність (близько 70 %) припадає на червень-серпень. Повторюваність числа днів з опадами в Україні досягає *найбільших значень в Українських Карпатах.*

Вплив орографії на розподіл опадів визначається гальмуванням потоку повітряних мас, утворенням зон дивергенції вітру при обтіканні гір. Інтенсивні опади в районах Карпат стають причиною гідрологічних стихійних явищ погоди - селів і лавин.

2.5 Поле вертикальних рухів

Вертикальні рухи, відповідно до причин їхнього утворення, поділяються на *динамічні, термічні й орографічні*, що відрізняються за характером (швидкість, масштаб, сталість у часі й ін.) і за їхнім впливом на погоду.

1. У приземному шарі здійснюється вплив одного з динамічних факторів - турбулентної в'язкості. Внаслідок турбулентної в'язкості вітер у приземному шарі відхиляється від геострофічного вліво у північній півкулі. *Якщо повітря рухається циклонічно, це відхилення веде до конвергенції потоків і, як наслідок, до висхідних рухів. Якщо ж рух антициклонічний - відмічаються дивергенція і низхідні потоки у приземному шарі. Вертикальні рухи, обумовлені турбулентною в'язкістю, мають назву фрикційних.* У вільній атмосфері головну

роль відіграє інший динамічний фактор - прискорення горизонтального руху, що породжує агеострофичні відхилення, вергенція яких дає внесок в утворення вертикальних рухів, тобто *у вільній атмосфері вертикальні рухи обумовлені нестаціонарністю поля тиску.* Ці рухи охоплюють великі території, які можна порівняти з розмірами циклонів і антициклонів. Вони майже не змінюються в часі й у просторі і формують не тільки великі системи хмарності типу *As-Ns*, але і беруть участь в еволюції баричного поля; найбільш виразно виявляються на атмосферних фронтах, але можуть спостерігатися й в однорідній повітряній масі. Порядок таких вертикальних рухів складає 10^{-2} - 10^{-1} м·с$^{-1}$.

2. *Термічні, або конвективні, вертикальні рухи* є наслідком температурної неоднорідності як поверхні землі, так і шарів повітря, що знаходяться вище, і виникаючої при цьому сили плавучості. Умовою їхнього розвитку є наявність в атмосфері нестійкої температурної стратифікації. Розвиваються вони над незначною площею, нерівномірні у просторі, досягають великих висот, дуже короткочасні. Конвективні рухи мають швидкість того ж порядку, що і швидкість горизонтального руху (1 - 10 м·с$^{-1}$, іноді 30 - 40 м·с$^{-1}$). Вони спричиняють конденсацію водяної пари, обумовлюють формування купчастої і купчасто-дощової хмарності, злив і грози.
3. *Орографічні вертикальні рухи* обумовлені нерівномірністю підстильної поверхні і можуть мати різні масштаби: як незначні - пов'язані з обтіканням будинків, так і дуже великі – зумовлені впливом гірських хребтів.

У синоптичній практиці замість швидкості в декартовій системі координат: $w=dz/dt$ (z - висота, t - час) частіше використовують так званий аналог вертикальної швидкості:

$$\tau = dp/dt \ (p \text{ - тиск}). \qquad (2.29)$$

Якщо вертикальна швидкість w характеризує зміну в часі висоти фіксованої повітряної частинки (м·с$^{-1}$), то τ - це зміна тиску частинки повітря при її вертикальному переміщенні (гПа за 12 год).

Зв'язок між w і τ можна встановити, якщо продиференціювати рівняння квазистатики у формі $dp=-\rho g dz$ за часом, вважаючи, що густина ρ=const. Звідси:

$$\tau = -\rho g w. \qquad (2.30)$$

При $w > 0$ і $\tau < 0$ вертикальні рухи *висхідні*, а при $w < 0$ і $\tau > 0$ - *низхідні*.

3 Повітряні маси

3.1 Визначення. Умови формування повітряних мас

У тропосфері існують відносно однорідні об’єми повітря, порівнянні з великими частинами материків і океанів, що мають визначені погодні характеристики і рухаються як єдине ціле в якій-небудь течії атмосферної циркуляції. Такі об'єми повітря називаються *повітряними масами*. Горизонтальні розміри повітряних мас - тисячі км, вертикальні - декілька км. Для повітряних мас характерні невеликі значення горизонтальних градієнтів метеовеличин, але на межі переходу від однієї повітряної маси до іншої градієнти значно зростають.

Існує поняття *відносної однорідності* повітряної маси - кожна повітряна маса має набір характеристик, властивих конкретному типові повітряної маси. Район, у якому повітря набуває властивості єдиної повітряної маси, називається *осередком формування* повітряної маси. Для набуття однорідних властивостей повітряна маса повинна тривалий час знаходитися або циркулювати в осередку формування або тривалий час переміщатися над однорідною підстильною поверхнею.

При переміщенні повітряна маса постійно змінює свої властивості, цей процес еволюції називається *трансформацією* повітряної маси. Процес трансформації продовжується доти, поки не сформується нова за своїми властивостями повітряна маса.

3.2 Термодинамічна класифікація повітряних мас

В основу *термодинамічної класифікації* покладені результати *тривимірного аналізу поля температури*. Згідно цього розрізняють повітряні маси:

1) *теплі;*
2) *холодні;*
3) *нейтральні.*

При ідентифікації повітряної маси проводиться порівняння температури маси з температурою рівноваги. *Температура рівноваги* - це стала температура, типова для даного географічного району і сезону.

Тепла повітряна маса – це маса, яка в даному районі поступово охолоджується, оскільки її температура вища за температуру рівноваги.

Холодна повітряна маса – це маса, яка в даному районі поступово прогрівається, оскільки її температура нижча за температуру рівноваги.

Нейтральна повітряна маса – це маса, що у даному районі тривалий час зберігає свої основні властивості без істотних змін, її температура близька до рівноважної.

У практиці синоптичного аналізу температура повітряної маси порівнюється не з температурою рівноваги, а з *температурою сусідньої повітряної маси*. *Повітряна маса, тепліша за сусідні маси, називається відносно теплою, а повітряна маса, холодніша за сусідні маси – відносно холодною.*

Для врахування особливостей вертикального розподілу температури кожна з виділених типів повітряних мас підрозділяється на *стійку і нестійку*.

Стійка повітряна маса – маса повітря, у якій вертикальний градієнт температури $\gamma<\gamma_{ва}$ ($\gamma_{ва}$ – вологоадіабатичний градієнт).

Нестійка повітряна маса – маса повітря, у якій вертикальний градієнт температури $\gamma>\gamma_{ва}$. При цьому виділяється абсолютна і відносна нестійкість. *Абсолютно нестійкою* називається повітряна маса, у якій $\gamma>\gamma_{а}$, *відносно (умовно) нестійкою* називається маса, у якій виконується умова $\gamma_{а}>\gamma>\gamma_{ва}$.

Чим нижчий рівень конденсації у повітряній масі, тим вона відносно більш нестійка за інших рівних умов. *Тепла повітряна маса, як правило, є стійкою, а холодна - нестійкою.*

3.2.1 Характеристики теплих повітряних мас

Тепла стійка повітряна маса. Над материками спостерігається в холодну половину року. Це повітряна маса, що надходить на материк після тривалого переміщення над відносно теплим океаном. *Над океанами і морями відмічається в теплу половину року* - виникає при переміщенні теплого повітря з материка на відносно холодну водну поверхню. У будь-який сезон при переміщенні повітряної маси з теплої частини океану на холодну повітря буде набувати властивостей теплої стійкої повітряної маси.

Синоптичні умови, при яких тепла стійка повітряна маса надходить у певний район, можуть бути різними; вона характерна для *теплих секторів циклонів і північних окраїн антициклонів*, що примикають до них.

Типова погода в теплій стійкій повітряній масі: *суцільна шарувата (St) хмарність або шарувато-купчаста - Sc, що іноді супроводжується випаданням мрячних опадів або утворенням адвективних туманів.*

Добовий хід метеовеличин: невеликий, іноді в зв'язку зі значною адвекцією тепла, вночі відзначається потепління.

Спочатку тепла повітряна маса, що надходить у холодне півріччя, може бути нестійкою, але в міру просування в глиб материка вона набуває стійкості, у результаті охолодження від підстильної поверхні; у нижній

частині повітряної маси може встановитися *інверсійний розподіл температу*ри, інверсія формується або безпосередньо біля поверхні землі - *приземна*, або на деякій висоті - *піднесена.*

Тепла нестійка повітряна маса. Над материками спостерігається влітку, а поблизу узбереж може спостерігатися й узимку. *Над океанами і морями спостерігається в холодну половину року*, при переміщенні відносно теплого повітря на ще більш теплу водну поверхню. Взимку, коли з материків на океани надходить холодне повітря, створюються всі умови для формування нестійких повітряних мас над водною поверхнею.

Найбільш нестійкі повітряні маси формуються над водною поверхнею в тропіках і субтропіках в усі сезони.

Синоптичні умови, при яких тепла повітряна маса може бути нестійкою, складаються в *теплих секторах циклонів і на західній периферії антициклонів.*

Типова погода в теплій нестійкій повітряній масі: *купчаста - Cu, а іноді і купчасто-дощова - Cb хмарність зі зливовими опадами, часто з грозами, радіаційні тумани.*

Добовий хід метеовеличин в теплій нестійкій повітряній масі більший, ніж у стійкій, але теж *невеликий.*

3.2.2 Характеристики холодних і нейтральних повітряних мас

Холодна нестійка повітряна маса. Над материками спостерігається в теплий період року, особливо при вторгненні на материк морського помірного і морського арктичного повітря. Над океанами і морями відзначається в холодне півріччя, але може відмічатися і влітку при переміщенні відносно холодної повітряної маси на більш теплу водну поверхню.

Синоптичні умови, сприятливі для вторгнення холодної нестійкої повітряної маси - *тилова частина циклонів за холодними фронтами і окраїни антициклонів, що примикають до неї.*

Типова погода в холодній нестійкій повітряній масі - *купчаста і купчасто-дощова хмарність, зливові опади, грози, радіаційні тумани.*

Добовий хід метеовеличин в холодній нестійкій повітряній масі *особливо значний. Уночі - це ясна холодна погода, а вдень - значна хмарність і підвищення температури на 10 - 15* ºС.

Холодна стійка повітряна маса. Над материками спостерігається в основному взимку, але над льодами Арктики й Антарктики може формуватися і влітку. Холодна стійка повітряна маса над океанами і морями не відзначається.

Синоптичні умови для формування холодної стійкої повітряної маси - *антициклонічні системи, особливо центральні частини антициклонів.*

Типова погода в холодній стійкій повітряній масі: *основний тип для центральних частин антициклонів - безхмарна морозна, іноді з радіаційними туманами, додатковий тип для західної і північної периферії антициклонів - значна суцільна шарувата і шарувато-купчаста хмарність, слабкі снігопади.*

Добовий хід метеовеличин в холодній стійкій повітряній масі *великий, але менший ніж у нестійкій.*

Нейтральні повітряні маси (місцеві) - можуть бути і стійкими і нестійкими в залежності від початкових властивостей і трансформації повітряної маси.

Нейтральна повітряна маса, що утворилася з теплої шляхом її охолодження від підстильної поверхні, стає стійкою, а нейтральна повітряна маса, що утворилася з холодної шляхом її прогрівання, є нестійкою.

Над материками нейтральні повітряні маси влітку нестійкі, а взимку стійкі. Над океанами і морями - нейтральні повітряні маси влітку стійкі, а взимку - нестійкі.

Географічна класифікація повітряних мас

У залежності від географічного положення осередків формування повітряної маси виділяють чотири типи повітряних мас:

1) *арктичне (у південній півкулі антарктичне) повітря – АП;*
2) *повітря помірних широт (полярне) – ПП;*
3) *тропічне повітря – ТП;*
4) *екваторіальне повітря – ЕП.*

1-3 типи повітряних мас у свою чергу поділяються на морське і континентальне повітря.

Географічний тип повітряної маси можна встановити, простеживши її рух з осередку формування, який відповідає даному типу.

4 Атмосферні фронти

4.1 Визначення та термінологія

Атмосферні фронти – це особливі вузькі перехідні зони між повітряними масами, що розрізняються за розмірами, особливостями переміщення, вертикальною і горизонтальною будовою, умовами погоди. Перехідна зона може досягати 200 - 500 км. *У тропосфері* довжина зони фронту виміряється тисячами км, ширина - сотнями км. *У приземному шарі* ширина зони фронту становить кілька десятків км. *Товщина фронтального шару* - сотні метрів, тобто фронт розглядають як похилу фронтальну поверхню.

З фронтальними зонами пов'язані найбільш складні погодні умови, небезпечні і стихійні гідрометеорологічні явища.

Атмосферні фронти в нижній тропосфері завжди *пов'язані з баричними улоговинами*, які можуть бути явно виражені або замасковані. *Лінії фронтів проходять по осі улоговини, де ізобари мають найбільшу кривизну. В області антициклонів при низхідних рухах атмосферні фронти розмиваються і не визначаються.*

Атмосферний фронт являє собою похилу поверхню, оскільки фронт розділяє повітряні маси, що переміщуються одна відносно іншої. Нахил фронтальної поверхні тим більше, чим ближче до полюсу розташований фронт.

Вітер на фронті, незалежно від типу фронту, обертається проти годинникової стрілки. Вплив тертя веде до того, що безпосередньо перед фронтом вітер майже паралельний фронту, а за фронтом має велику нормальну складову до фронту. *Таким чином, у зоні фронту завжди спостерігається конвергенція ліній току.*

Кількісними критеріями проходження атмосферних фронтів у баричній улоговині є диференціальні характеристики баричного поля:

$$\frac{\partial \mathrm{p}}{\partial \mathrm{n}} = 0 \quad \text{або} \quad \frac{\partial \mathrm{H}}{\partial \mathrm{n}} = 0, \tag{4.1}$$

де *n* - нормаль до лінії фронту.

$$\nabla^2 \mathrm{p} = \frac{\partial^2 \mathrm{p}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathrm{p}}{\partial \mathrm{y}^2} = \max \quad \text{або} \quad \nabla^2 \mathrm{H} = \frac{\partial^2 \mathrm{H}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathrm{H}}{\partial y^2} = \max. \tag{4.2}$$

Оскільки переміщення атмосферних фронтів відбувається разом з

баричними улоговинами, то *при їхньому наближенні на станціях спостерігається падіння тиску, а після проходження - тиск зростає.* Формується характерне для фронту поле баричних тенденцій у вигляді двох сполучених областей падіння і росту тиску – ізалобарична пара.

Температурний контраст, тобто горизонтальний градієнт температури, є найважливішою характеристикою фронту. У фронтальній зоні шириною кілька десятків кілометрів зміна температури може досягати ≥ 10 °С. *Характерною рисою фронтального шару є інверсії, ізотермії.* Найбільші згущення ізотерм відзначаються перед теплим і за холодним фронтом, фронту оклюзії на карті ВТ-500/1000 відповідає гребінь тепла.

Поле вертикальних рухів в області атмосферного фронту формується під впливом декількох факторів. Основними з них є конвергенція повітряних потоків у приземному шарі на осі улоговини, нестаціонарність рухів повітря і внутрішнє тертя, що виникає в зоні фронту при русі холодної і теплої повітряних мас. *У зоні атмосферних фронтів на всіх рівнях переважають висхідні рухи*, що зростають з висотою, *області низхідних вертикальних рухів розташовуються поза фронтальною зоною* на відстані 400 - 500 км і більше від лінії фронту біля поверхні землі, поблизу центра антициклону.

Фронтологічний аналіз містить у собі виявлення зон атмосферних фронтів на приземних картах і картах баричної топографії, аналіз переміщення й еволюції атмосферних фронтів. *Процес утворення фронтів називається фронтогенезом, процес розмивання - фронтолізом*.

4.2 Класифікація атмосферних фронтів

Класифікації атмосферних фронтів базуються на урахуванні цілого ряду характерних ознак.

За горизонтальними і вертикальними розмірами виділяють атмосферні фронти:

- *основні;*
- *вторинні;*
- *верхні.*

До *основних* належать фронти, які розділяють повітряні маси, що суттєво відрізняються за своїми властивостями, тобто переважно повітряні маси різних географічних типів. Вони, як правило, є тропосферними (високими), мають велику горизонтальну довжину - кілька тисяч км, і вертикальну - кілька км, простежуються і на приземній карті, і на картах баричної топографії, існують протягом декількох діб.

Вторинними (низькими) називаються атмосферні фронти, що розділяють частини однієї і тієї ж повітряної маси. Вторинні фронти мають

невелику горизонтальну довжину - кілька сотень км, вертикальна протяжність становить - 1,0 – 1,5 км. На картах баричної топографії вторинні фронти не простежуються. Існування вторинного фронту найчастіше не перевищує однієї доби.

Верхні атмосферні фронти утворюються на деякій висоті в тропосфері, на приземних картах не виявляються.

За особливостями переміщення, вертикальної будови і умовами погоди розрізняють атмосферні фронти:

1. *Прості: теплі, холодні, малорухомі;*
2. *Складні, або фронти оклюзії - теплі, холодні, нейтральні.*

Теплими називаються фронти, які переміщуються у бік холодного повітря, *холодними* є фронти, що переміщуються у бік теплого повітря. Фронти, які суттєво не змінюють свого положення протягом тривалого часу, називаються *малорухомими або стаціонарними*.

Складними фронтами є фронти, що являють собою об'єднану систему двох атмосферних фронтів – *зімкнуті* фронти. У системі одного і того ж циклону холодний фронт переміщується дещо швидше теплого, внаслідок чого з часом відбувається зближення, а потім і злиття холодного і теплого фронтів. Процес зімкнення називається *оклюдуванням*, точка злиття – *точкою оклюзії*, а сам фронт називається *фронтом оклюзії*. Відповідно до співвідношення температури повітря по обидва боки фронту оклюзії і напряму його переміщення розрізняють *теплі і холодні фронти оклюзії*. На *нейтральних фронтах* повітряні маси по обидва боки фронтального розділу мають приблизно однакові властивості.

За географічними ознаками відповідно до географічної класифікації повітряних мас виділяються атмосферні фронти*:*

- *арктичний;*
- *полярний;*
- *внутрішньотропічна зона конвергенції.*

4.3 Характеристики фронтів різних типів

1. *Теплі фронти*. Поля хмарності і опадів теплих фронтів виділяються великою різноманітністю, проте існують деякі загальні риси, що дозволяє побудувати типову схему розподілу хмарності і опадів. Найбільш загальним моментом у структурі поля хмарності теплого фронту є факт, що *основна система хмар розташовується безпосередньо перед приземною лінією фронту у зоні найбільших висхідних рухів - основними складовими цієї системи є шарувато-дощові (Ns) та розірвано-дощові (Frnb) хмари, і випадання облогових опадів.* На відстані приблизно 200 - 300 км від фронту ці хмари переходять у щільні *високошаруваті непрозорі*

(As opacus), а ще далі - *прозорі високошаруваті (As trans). Під ними спостерігаються розірвано-шаруваті і розірвано- купчасті поганої погоди (St fr і Cu fr) хмари. На відстані більш ніж 500* км *від фронту спостерігаються напівпрозорі, вуалеподібні перисто-шаруваті хмари (Cs), які повільно переходять у тонкі перисті кігтеподібні хмари у вигляді паралельних смуг (Ci uncinus) і є провісниками теплого фронту*. Ці хмари можуть відмічатися на відстані до 1000 км від фронту, розташовуються вони найчастіше під тропопаузою або в шарі тропопаузи. Нижня межа хмар перед теплим фронтом знижується до 500 - 1000 м, іноді до 50 м і навіть до поверхні землі (рис. 4.1). У ряді випадків перед теплим фронтом спостерігаються тумани.

У деяких ситуаціях, частіше в тепле півріччя, хмарна смуга теплого фронту містить купчасто-дощові хмари (Cb). Це відбувається звичайно вночі, коли тепле повітря стає нестійким внаслідок радіаційного випромінювання і охолодження верхньої частини хмар системи Ns - As. Тоді на фоні упорядкованих висхідних рухів виникає вимушена конвекція, спостерігаються зливи, нерідко з грозами. Грози на теплих фронтах частіше відзначаються в нічні і ранкові години.

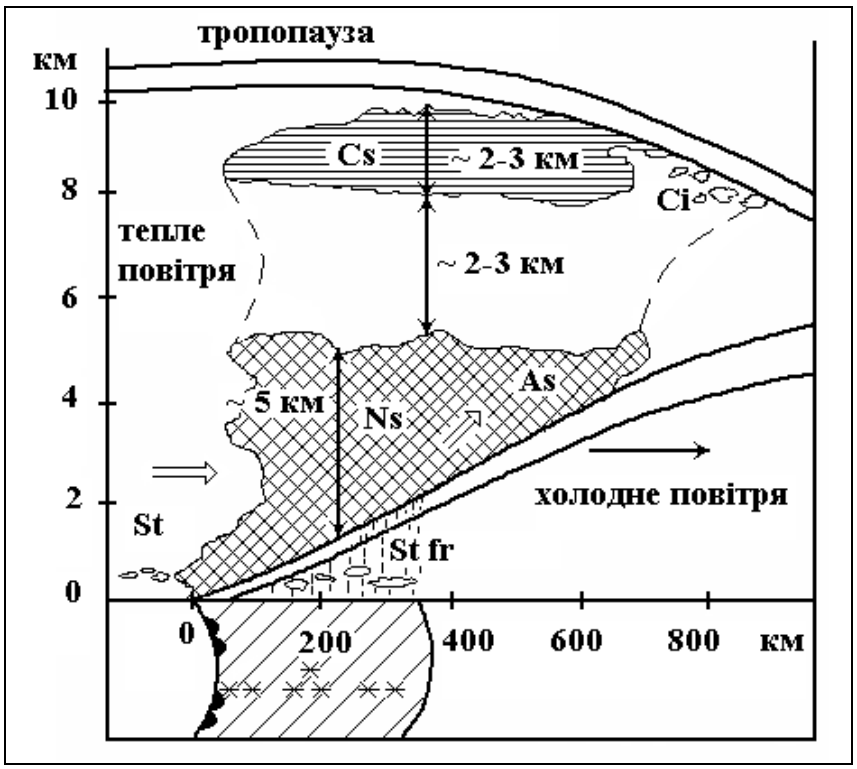


Рис. 4.1. Схема теплого фронту у вертикальному розрізі.

За теплим фронтом, у теплому повітрі стоїть ясна погода або при достатній вологості повітря спостерігаються шаруваті хмари та мряка. Біля вершини теплого сектора, поблизу центра циклону, де мають місце

інтенсивні висхідні рухи, при достатньому зволоженні теплого повітря також можуть спостерігатися шарувато-дощові хмари та облогові опади.

Проходження теплого фронту характеризується падінням тиску, поступовим посиленням вітру, швидким підвищенням температури і різким поворотом вітру вправо.

2. *Холодні фронти*. Характер погоди і хмарні поля холодних фронтів великою мірою залежать від швидкості переміщення фронту. *Виділяють два типи холодних фронтів у залежності від швидкості їхнього руху - малорухомі холодні фронти (першого роду) і холодні фронти, що швидко рухаються (другого роду).* При проходженні холодного фронту вітер з висотою повертає вліво, швидкість вітру посилюється, а температура різко падає.

Холодні фронти першого роду характеризуються такою ж хмарною системою, що і теплі фронти, але розташованою в зворотному порядку. Відразу після проходження фронту з'являються Ns - As , а потім Cs і Ci. Через те, що поверхня холодного фронту більш крута, чим поверхня теплого фронту, перед фронтом виникають Cb, розтягнуті уздовж фронту на кілька сотень кілометрів, а опади носять зливовий характер. Після проходження лінії фронту опади переходять в облогові (рис. 4.2). Біля центра циклону, що розвивається, облогові опади випадають як перед холодним фронтом, так і за ним.

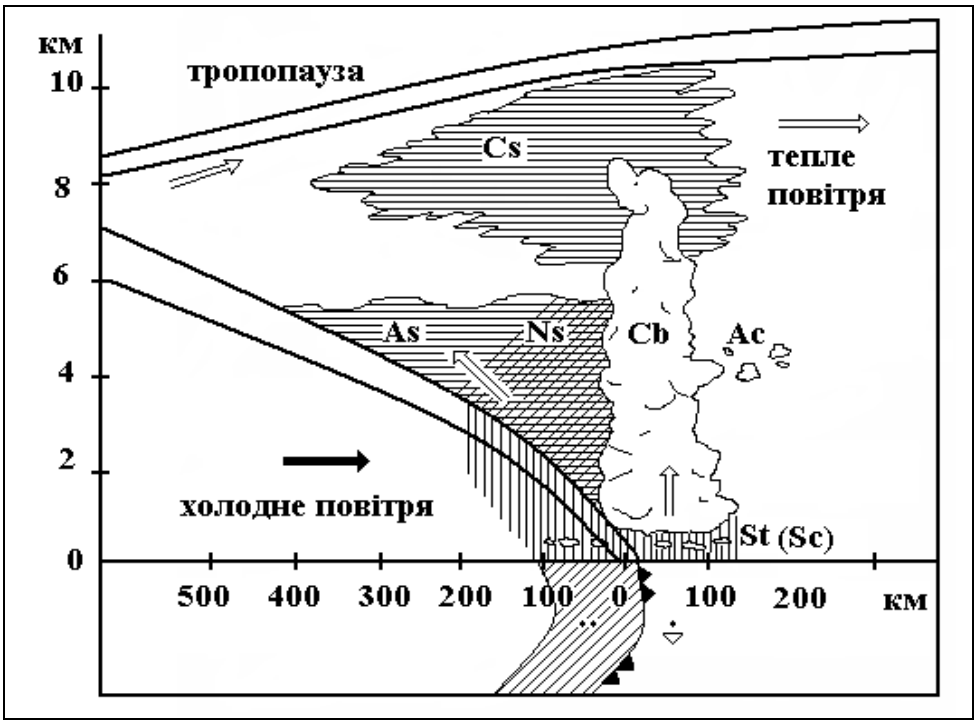


Рис. 4.2. Схема холодного фронту I - роду у вертикальному розрізі.

Холодні фронти, що повільно рухаються та розташовані у малоградієнтних баричних полях або у вузьких та слабко виявлених

улоговинах біля поверхні землі, динамічно нестійкі. На таких холодних фронтах виникають хвильові збурення, які переміщуються вздовж фронту. Удень при проходженні ділянки холодного фронту в хвильовому збуренні розвиваються потужні купчасті і купчасто - дощові хмари, виникають грози, зливи, град, а іноді шквали.

Холодні фронти другого роду характеризуються значно меншою шириною хмарних систем, вона утворюється перед фронтом (рис. 4.3). У цих випадках витіснення вгору теплого повітря клином холодного повітря відбувається особливо бурхливо, що сприяє розвитку *конвективної нестійкості та формуванню системи потужних купчастих і купчасто-дощових хмар зі зливами, грозами, іноді з градом та шквалом.*

В зоні холодних фронтів другого роду купчасто-дощові хмари з опадами спостерігаються перед фронтом у вузькій смузі шириною 50 - 100 км. *За фронтом опади припиняються і фронтальна хмарність спочатку зникає, а потім іноді відновлюється, але відносно слабка.* На таких фронтах купчасто-дощові хмари утворюються головним чином влітку й досягають найбільшого вертикального розвитку вдень. У холодну пору року і для фронтів другого роду характерні системи хмар As – Ns, за винятком південних районів помірних широт.

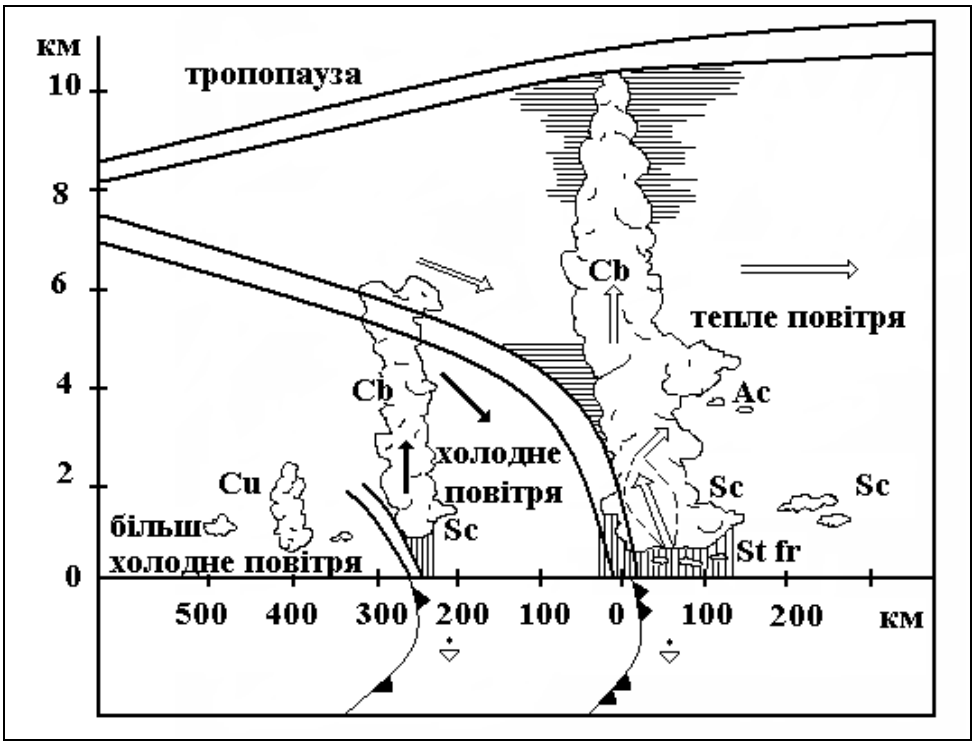
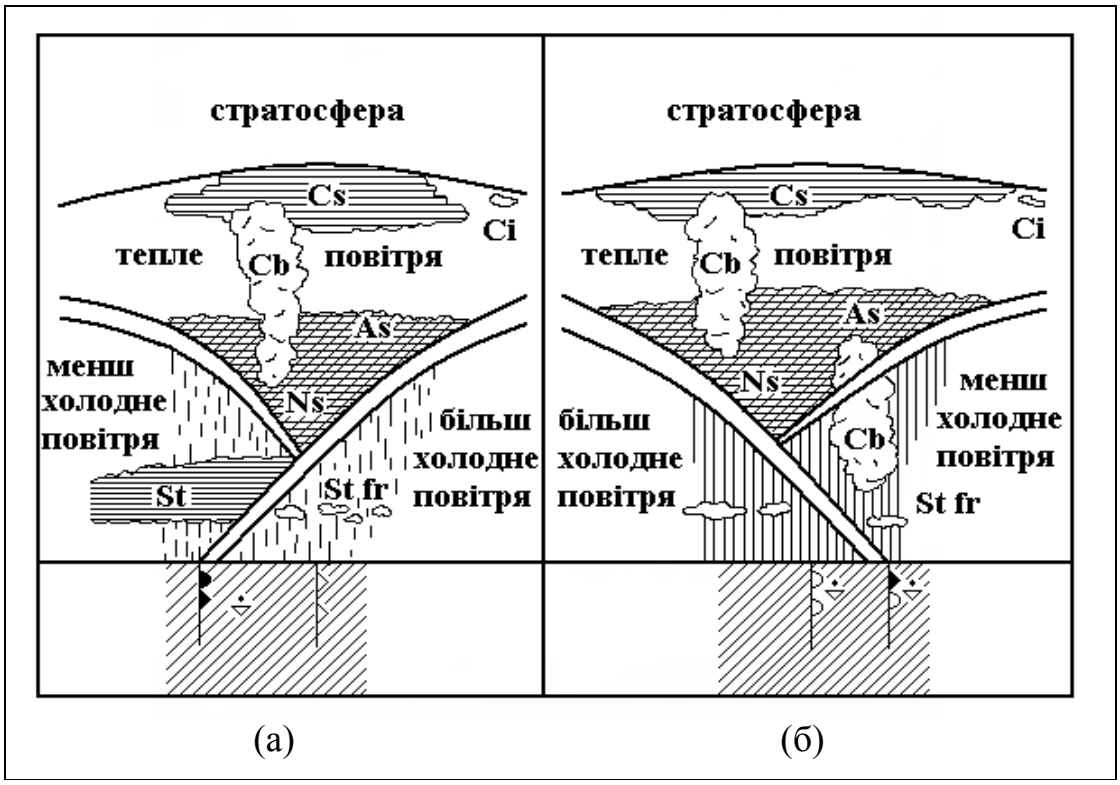


Рис. 4.3. Схема холодного фронту II - роду у вертикальному розрізі.

Біля поверхні землі, у зоні холодних фронтів часто виникають лінії нестійкості - лінії шквалів. Вони можуть розташовуватися на відстані декількох десятків або сотень кілометрів перед холодним фронтом, збігатися з ним або знаходитися за лінією фронту.

3. Фронти оклюзії поєднують у собі риси теплого і холодного фронтів, але часто проявлені менш різко. *Вони характерні для пізньої стадії розвитку циклону – стадії заповнення. Поле хмарності фронту оклюзії може являти собою єдину систему хмар Ns - As обох фронтів, якщо в процесі оклюдування брав участь малорухомий холодний фронт та загальний шар перисто-шаруватих хмар, існує можливість появи і купчасто-дощових хмар.* У тих випадках, коли хмарність холодного фронту, що швидко рухається, представлена в основному конвективними формами, з боку холодного фронту будуть переважати *потужні купчасті та купчасто-дощові хмари, а з боку теплого фронту - хмари шаруватих форм. Загальний масив перисто-шаруватих хмар складається з хмарного поля теплого фронту та перистих хмар, які виникають при розтіканні вершин купчасто-дощової хмарності.* В хмарних системах фронтів оклюзії часто спостерігаються Ac та Ac в поєднанні з As (рис. 4.4).



(а) (б)

Рис. 4.4. Схема теплого (а) і холодного (б) фронтів оклюзії у вертикальному розрізі.

Теплі фронти оклюзії частіше спостерігаються у холодну пору року, вони супроводжуються, в основному, облоговими опадами, мрякою, хуртовинами і ожеледдю. Холодні фронти оклюзії типові для літа, для них характерні грози, зливи, часті тумани.

Нейтральні фронти оклюзії, найчастіше, мають хмарну систему, аналогічну системі теплих фронтів оклюзії.

Положення точки оклюзії зазвичай визначають за невеликим розширенням хмарної смуги поблизу місця розбіжності хмарних масивів холодного і теплого фронтів. *Точка оклюзії знаходиться за центром осередку падіння тиску.*

4.4 Висотні фронтальні зони

На картах баричної топографії у середній та верхній тропосфері, а також у стратосфері виділяються *зони згущення ізогіпс, так звані висотні фронтальні зони (ВФЗ). ВФЗ формуються між високими холодними циклонами та високими теплими антициклонами; в середній та верхній тропосфері вони часто можуть оперізувати усю півкулю Землі. Такі ВФЗ мають назву планетарних (ПВФЗ).*

Одночасно зі згущенням ізогіпс у зоні ВФЗ, як правило, спостерігається згущення ізотерм на картах абсолютної топографії (АТ) або згущення ізогіпс на картах відносної топографії (ВТ). ВФЗ - це характеристика баричного поля, тотожності між ВФЗ та зоною найбільших температурних контрастів немає. У ВФЗ напрям ізотерм з висотою змінюється мало; вітер прагне прийняти напрям, паралельний ізотермам середньої температури шару повітря, що знаходиться нижче, й посилюється при переході до струминної течії (СТ) у верхній частині тропосфери.

Струминна течія - це сильний вузький повітряний потік у тропосфері і стратосфері з майже горизонтальною віссю, що характеризується великими вертикальними і горизонтальними зсувами вітру і одним або кількома максимумами швидкості (≥ 30 м·с$^{-1}$*).*СТ простирається у довжину на тисячі км, завширшки - сотні км.

ВФЗ характеризуються як великими горизонтальними градієнтами температури, так і значною швидкістю вітру. Частина ВФЗ, де уздовж потоку спостерігається *збіжність ізогіпс*, називається *входом ВФЗ*, а частина, де спостерігається *розбіжність ізогіпс – дельтою ВФЗ.*

Однозначного зв'язку між ВФЗ та тропосферними фронтами не існує. Нерідко два приблизно паралельних один одному фронти, добре виявлені у нижній тропосфері, у верхніх шарах об'єднуються в одну широку фронтальну зону. У цей же час не завжди при наявності ВФЗ існує фронт біля поверхні землі. Основним фронтам на картах ВТ-500/1000 відповідають зони великих градієнтів відносного геопотенціалу, а на картах АТ-300 або АТ-200 - зони великих значень градієнта абсолютного геопотенціалу і СТ. Висотна фронтальна зона у нижній тропосфері часто розділяється на окремі ділянки; вона існує в циклонах і відсутня в антициклонах.

5 Циклони та антициклони помірних широт

5.1 Загальні відомості. Типи циклонів і антициклонів

Циклон - це область зниженого тиску з мінімальним значенням у центрі і замкнутими ізобарами, що представляє собою атмосферний вихор з циркуляцією повітряних мас проти годинникової стрілки у північній півкулі і за годинниковою стрілкою у південній, специфічною структурою полів метеорологічних величин, визначеними комплексами погодних умов, які відносно повільно змінюються протягом існування цього об'єкта.

Антициклон - це область підвищеного тиску з максимальним значенням у центрі. Ізобари в антициклоні замкнуті, ізобаричні поверхні підвищуються від периферії до центру. *Антициклон* - гігантський повітряний вихор з циркуляцією повітря за годинниковою стрілкою в північній півкулі і проти в південній.

Циклони і антициклони звичайно мають *одну точку з екстремальним значенням тиску.* Такі баричні утворення називають *одноцентровими.* Іноді циклон (антициклон) може мати кілька точок з відносно низьким (високим) тиском. Такі баричні утворення називають *багатоцентровими*.

Два циклони з приблизно однаковою глибиною, об'єднані загальними ізобарами, називаються *сполученими.* Якщо ж один з них має менші розміри і тиск у центрі вище в порівнянні з іншим, то такий циклон називається *вторинним* або *частинним*, а сполучений з ним циклон - *основним.*

При виникненні у гребені антициклону невеликого антициклону з тиском, меншим, ніж у основного антициклону, його називають *вторинним* антициклоном *або відрогом.*

У середній і верхній тропосфері повторюваність багатоцентрових баричних систем різко зменшується, таким чином циклони і антициклони на картах баричної топографії мають більш просту структуру, ніж на приземній карті.

При аналізі циклонічної циркуляції часто користуються поняттям про *осі баричних систем*, при цьому *розрізняють:*

1) горизонтальні осі симетрії (наприклад, велика і мала) при замкнутих еліптичних ізобарах або ізогіпсах;

2) *висотну вісь циклону* (антициклону) - лінію, що з'єднує приземний центр із центрами цього ж циклону (антициклону) на картах АТ. Якщо на одну карту нанести положення центрів на різних рівнях і провести лінію, що з'єднує центри, то одержимо проекцію висотної осі на горизонтальну площину. *Висотна вісь звичайно нахилена під досить малим кутом до*

горизонту і може бути криволінійною.

Холодній повітряній масі у верхній тропосфері відповідає область зниженого тиску, а теплій повітряній масі – область підвищеного тиску, тому висотна вісь циклону нахилена у бік осередку холоду, а висотна вісь антициклону – у бік осередку тепла.

Існує багато ознак, за якими можна класифікувати циклони і антициклони.

І. У залежності від географічного району, особливостей виникнення і розвитку розрізняють:

1) *циклони помірних широт - фронтальні і нефронтальні* (місцеві, термічні).
2) *тропічні циклони - ураганні* (урагани, тайфуни) і *слабкі циклонічні утворення екваторіальної зони.*
3) *антициклони помірних широт – проміжні, заключні* і *нефронтальні* (місцеві, термічні);
4) субтропічні антициклони.

ІІ. У залежності від вертикальної довжини циклонічної чи антициклонічної циркуляції, тобто товщини шару, у якому на картах АТ виявляються замкнуті ізогіпси, розрізняють такі циклони і антициклони:

1) *низькі,* коли замкнуті ізобари спостерігаються на приземній карті і можуть відзначатися на карті АТ-850, але відсутні на більш високих рівнях;

2) *середні,* коли замкнуті ізогіпси відзначаються в нижній і середній тропосфері, але відсутні на карті АТ-300 і більш високих рівнях;

3) *високі,* коли замкнуті ізогіпси виявляються на всіх картах стандартних рівнів, включаючи і карту АТ-300;

4) *верхні*, коли замкнуті ізогіпси відзначаються на деяких рівнях тропосфери, але відсутні на приземній карті;

5) *стратосферні*, до яких відносяться високі циклони і антициклони, які простираються з тропосфери на нижню стратосферу або самостійно утворилися в стратосфері.

ІІІ. У залежності від напрямку переміщення (звідки переміщуються) розрізняють такі траєкторії циклонів і антициклонів:

1) *північні;*
2) *західні;*
3) *південні;*
4) *східні.*

Переміщення циклону чи антициклону може істотно змінитися з часом , тобто їх траєкторії звичайно криволінійні.

Нефронтальні (термічні) циклони виникають переважно влітку над сушею, взимку над теплими морями. Вони не пов'язані з атмосферними фронтами, мають звичайно невеликі горизонтальні розміри і слабко розвинуті по вертикалі (до 1 – 1,5 км). Причиною виникнення термічних

циклонів є нерівномірне нагрівання підстильної поверхні і утворення стійких місцевих висхідних рухів повітря над порівняно великими площами (у радіусі 100 - 200 км), а також поява місцевих областей падіння тиску. В окремих випадках термічні циклони можуть мати великі розміри й окреслюватися декількома замкнутими ізобарами. При сприятливих умовах, коли в систему такого циклона входить фронт, він може одержати подальший розвиток і перетворитися на звичайний фронтальний циклон.

Фронтальні циклони виникають на малорухомих, холодних і теплих фронтах, а також біля точки оклюзії існуючого циклону. В усіх випадках для виникнення і подальшого розвитку циклону необхідні такі циркуляційні умови, при яких забезпечується відносне зниження тиску у районі виникнення циклону. *Найбільш сприятливими умовами зниження тиску в даному районі є такі, при яких у середній тропосфері здійснюється додатна адвекція вихору швидкості, дивергенція швидкості має від'ємне значення і величина, що відповідає вихору термічного вітру, з часом зменшується. Циклогенез має місце тоді, коли збільшується з часом антициклонічна або зменшується циклонічна кривизна ізотерм та коли в даному районі виникає або підсилюється термічний гребінь або коли слабшає улоговина холоду середньої температури шару.*

Виникнення циклонів пов'язане з висотними фронтальними зонами, а також зі струминними течіями. При цьому циклон, що розвивається, зароджується звичайно на антициклонічній стороні струминної течії і лише в процесі подальшого розвитку переходить на циклонічну сторону. *Фронтальні циклони зазвичай виникають на ХФ*. Іноді циклон виникає на теплих фронтах, однак такі випадки спостерігаються нечасто, оскільки на теплому фронті рідко створюються умови, коли в тилову частину виникаючого циклона затікає холодна повітряна маса, без чого неможливе утворення холодної ділянки фронту. Інші ж фактори циклогенезу на теплому фронті звичайно найбільш слабко виражені. Циклони біля точки оклюзії виникають порівняно часто, але рідко розвиваються в глибокі циклони, оскільки у цьому місці величина горизонтального градієнта температури і градієнта геопотенціалу не досягає великих значень.

Кілька циклонів, що розвилися на одному основному фронті, утворюють *сімейство (серію) циклонів.*

Виникнення і розвиток антициклонів тісно зв'язано з розвитком циклонів.

Нефронтальні антициклони виникають над охолодженою поверхнею, тобто в холодну пору року, влітку над сушею такі антициклони можуть виникати тільки в нічні години, а вдень руйнуються під дією прогріву.

Фронтальні антициклони, у свою чергу, підрозділяються на *проміжні*, які виникають у баричних гребенях між сусідніми циклонами одного сімейства, і *заключні*, які виникають за холодним фронтом у

тиловій частині останнього циклона даного сімейства. *Проміжні* антициклони являють собою баричні гребені. З*аключні* антициклони представляють собою *основний тип* фронтальних антициклонів.

Фронтальні антициклони безпосередньо з атмосферними фронтами не пов'язані, фронти можуть проходити тільки по периферії антициклонів, це пояснюється відтоком повітря в усі сторони від центра антициклону і тим самим виключається можливість зближення повітряних мас. Фронтальні антициклони виникають біля поверхні землі в області баричного гребеня, що розташовується за лінією холодного фронту, якщо висотне поле сприяє формуванню від'ємного вихору швидкості. *Найбільш сприятливі умови для антициклогенезу створюються під входом ВФЗ у холодному повітрі за лінією фронту.*

Спочатку антициклон виникає біля поверхні землі й у процесі подальшого розвитку антициклонічна замкнута циркуляція поступово поширюється на висоти. *Розвитку антициклону сприяють такі умови: від'ємна адвекція вихору швидкості в середній тропосфері, додатна дивергенція швидкості вітру, зростання з часом лапласіану середньої температури шару, великі значення горизонтальних градієнтів температури і тиску в області ВФЗ.*

5.2 Стадії розвитку та умови виникнення циклонів

Повний цикл розвитку циклону включає в себе чотири стадії:

1. Початкова стадія розвитку циклону. На цій стадії біля поверхні землі на фронті виникає хвилеподібний вигин, пов’язаний з утворенням на даній ділянці фронту замкненої циклонічної циркуляції. Тиск біля вершини хвилі знижується. На рівнях 700 і 500 гПа над вершиною хвилі спостерігається широка зона згущення ізогіпс. В нижній тропосфері над передньою частиною хвилі розташований слабо виражений баричний гребінь, а над тиловою – неглибока улоговина. Вершина хвилі знаходиться під дельтою ВФЗ.

На рис.5.1 представлено типове термобаричне поле тропосфери над циклоном в початковій стадії розвитку. Область адвекції холоду розташована в тиловій частині хвилі, а область адвекції тепла – в її передній частині, при цьому лінія нульової адвекції проходить через центр збурення. Таким чином, термічний фактор обумовлює падіння тиску перед теплим фронтом і зростання тиску за холодним фронтом. Динамічний фактор, тобто адвекція додатного вихору швидкості в області дельти ВФЗ, також сприяє падінню тиску в районі хвилі.

У передній частині теплого фронту під дією висхідних рухів теплого повітря посилюються процеси хмароутворення, в результаті чого

хмарність ущільнюється, а хмарна смуга розширюється. У тиловій частині хвилі, навпаки, фронтальна хмарна смуга звужується і прогинається у бік теплого повітря. Це призводить до розширення фронтальної зони опадів і їх інтенсифікації. Погодні умови по обидва боки лінії фронту визначаються властивостями розділених повітряних мас, а у зоні фронту – властивостями фронтальних розділів. В подальшому, адвекція тепла призводить до посилення висотного гребеня, а адвекція холоду – до заглиблення висотної улоговини. Таким чином, амплітуда висотної хвилі поступово зростає, тиск продовжує падати, хвиля стає нестійкою і переходить до другої стадії розвитку.

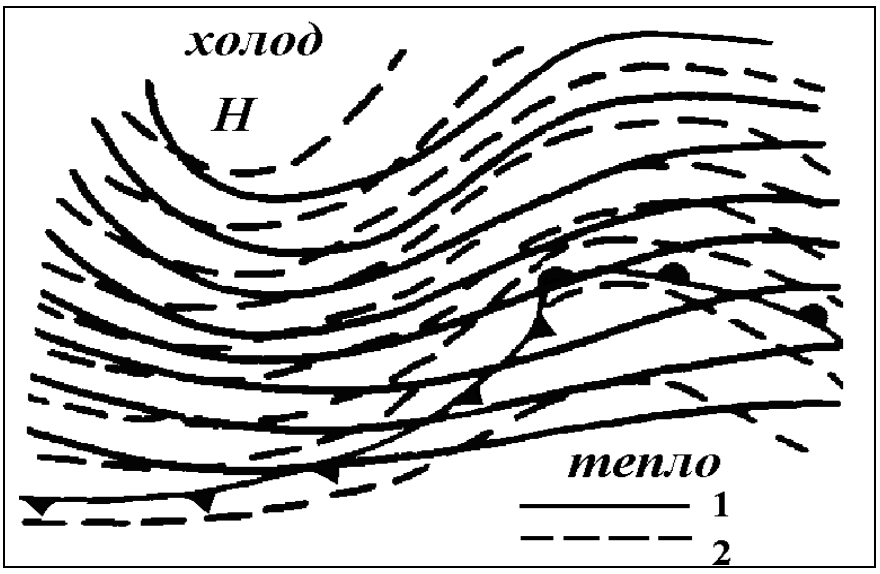


Рис. 5.1. Термобаричне поле циклону в початковій стадії розвитку.
1 – ізогіпси АТ-700; 2 – ізогіпси ВТ-500/1000.

2. Стадія молодого циклону (стадія заглиблення циклону). У цій стадії число замкнених ізобар у циклоні біля поверхні землі збільшується, тиск в центрі знижується та зростають баричні градієнти. В циклоні з'являється добре виражений теплий сектор. Циклонічний вихор розповсюджується по висоті, і часто на поверхні 700 гПа вже спостерігається самостійний центр, зміщений по відношенню до приземного у бік холодного повітря. Центр циклону розташований під дельтою ВФЗ (рис. 5.2). В полі відносного геопотенціалу гребінь тепла знаходиться над приземним циклоном, а улоговина холоду над його тиловою частиною. Центр молодого циклону звичайно розташований праворуч від осі струминної течії. Спостерігається подальше посилення адвекції тепла в передній частині циклону і адвекції холоду в тиловій. Така структура термобаричного поля тропосфери сприяє падінню тиску в передній і центральній частинах молодого циклону і зростанню тиску в його тиловій частині.

Поле хмарності молодого циклону являє собою хмарний вихор, який складається з двох спіралей, що сходяться у одній точці і відповідають теплому і холодному фронтам. Центр хмарного вихору співпадає з центром циклону на поверхні АТ-700 і розташовується у передній частині висотної улоговини на карті АТ-500. У молодому циклоні існують три області з суттєво відмінними погодними умовами:

1. В передній і центральній частині холодного сектора погода визначається впливом теплого фронту. Чим ближче до центру циклона і до приземної лінії фронту, тим потужніша система хмар Ns – As, менша висота нижньої межі хмарності і вірогідніше випадіння переважно облогових опадів. У теплу пору року у цій частині циклону ймовірні грози і зливи.
2. У тиловій частині за холодним фронтом, погода обумовлюється властивостями холодної повітряної маси. При наявності холодного фронту 1-го роду, тут випадають облогові опади, а при холодному фронті 2-го роду – зливи, грози.
3. В теплому секторі повітряна маса зазвичай є стійкою і вологою, внаслідок чого у цій зоні спостерігаються інверсії, тумани, серпанки, з якими пов’язані обширні поля шаруватоподібних форм, можливі мрячні опади. Влітку у теплому секторі часто формується купчаста і купчасто-дощова хмарність, з якої випадають зливові опади.

Існування молодого циклону звичайно не перевищує 1,5 – 2 доби.

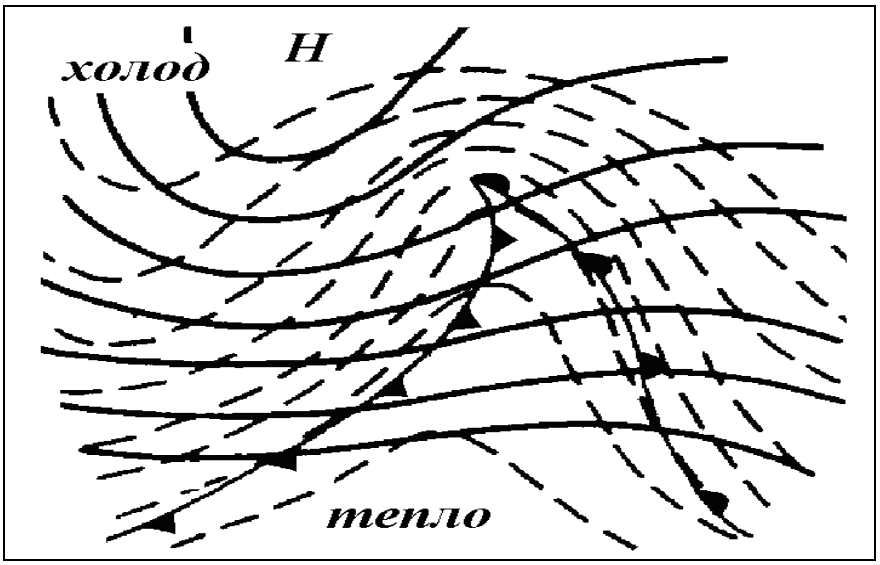


Рис. 5.2. Термобаричне поле молодого циклону
(умовні позначення на рис.5.1).

3. Стадія максимального розвитку циклону. В цій стадії циклон досягає максимальної глибини, після чого починається його заповнення. Початок стадії співпадає з моментом оклюдування циклону. Біля поверхні

землі циклон має велику кількість замкнених ізобар з максимальними баричними градієнтами. Циклон стає високим баричним утворенням, а його центр на висотах дещо зміщений в бік холодного повітря. Гребінь тепла на карті відносної топографії ВТ-500/1000 стає більш вузьким і зміщується в передню частину циклону. Тилова улоговина холоду розташована близько до центру приземного циклону. ВФЗ з великими горизонтальними градієнтами температури і тиску зміщена на периферію циклону у бік теплого повітря (рис. 5.3).

Адвекція додатного вихору швидкості призводить до падіння тиску біля точки оклюзії. Так само, як фронтальна зона відходить на периферію циклону, області найбільших адвективних змін температури також зміщуються на периферію. Лінія нульової тенденції тиску проходить поблизу центра циклону.

На цій стадії розвитку хмарна система циклону набуває вигляду чітко вираженої спіралеподібної форми – «хмарної коми». У центральній частині циклону відбувається зімкнення хмарних спіралей холодного і теплого фронтів. Виділяються декілька зон з різними погодними умовами: перші дві зони поділяються фронтом оклюзії. В їх частинах, що безпосередньо прилягають до фронту, погодні умови визначаються головним чином типом фронту оклюзії, ступенем оклюдування і характеристиками теплого повітря. На деякому віддаленні від фронту оклюзії характерна погода, яка відповідає типу холодної повітряної маси. На периферії оклюдованого циклону, де ще окремо існують ділянки теплого і холодного фронтів, зберігаються три зони погоди, характерні для молодого циклону.

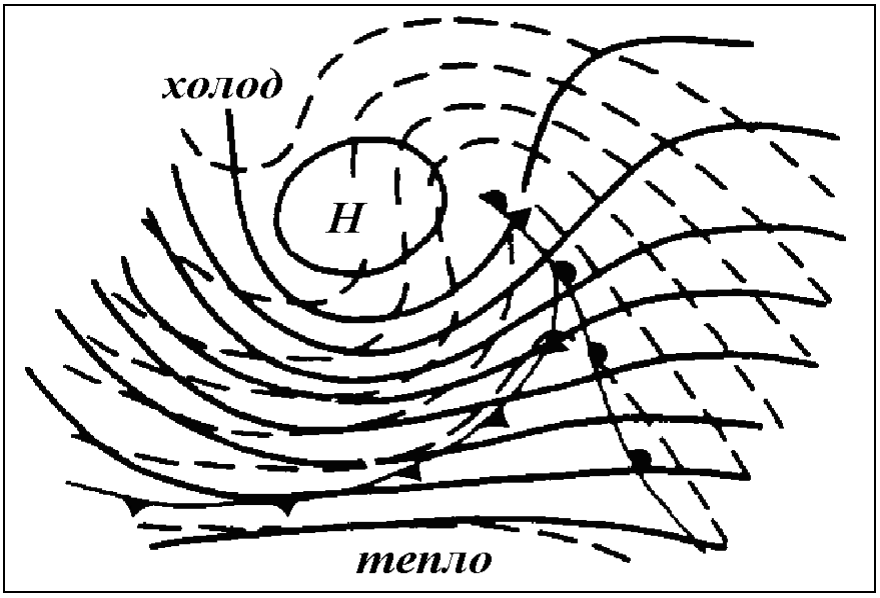


Рис. 5.3. Термобаричне поле циклону в стадії максимального розвитку (умовні позначення на рис.5.1).

4. Стадія заповнення циклону. Заповнення циклону починається біля поверхні землі. Холодне повітря заповнює практично всю центральну частину циклону і поступово спостерігається майже повне співпадіння приземного і висотного баричних центрів з центральною частиною області холоду. Циклон стає високим холодним баричним утворенням. Адвективні зміни температури і тиску в області циклону невеликі. Адвекція вихору швидкості на цій стадії незначна і практично не впливає на зміни тиску в центрі циклону. Відбувається зростання тиску внаслідок конвергенції потоків в шарі тертя і циклон біля поверхні землі швидко заповнюється.

Поле хмарності циклону, що заповнюється, формується під впливом обертального руху повітря відносно центру, що ще зберігається, і зменшення інтенсивності висхідних потоків. В результаті з'являються безхмарні проміжки, що поділяють основну хмарну систему на частини. Характерною ознакою початку заповнення циклону є деградуюча хмарна смуга теплого фронту, від якої залишається тільки невеликий виступ. Фронтальні системи розмиті, суцільна зона облогових опадів розпадається на кілька окремих плям, поступово умови погоди вирівнюються у всіх секторах циклону і він зникає як самостійна барична система, хоча на висотах може простежуватися ще довгий час.

Циклони, що заповнюються, можуть регенерувати, тобто почати знову заглиблюватися. Регенерація циклонів відбувається при таких основних процесах: *1) при входженні в систему існуючого циклону нового основного фронту; 2) при розвитку поблизу центру існуючого циклону нового баричного утворення з наступним злиттям обох центрів, або при швидкому заповненні старого центру.*

5.3 Стадії розвитку та умови виникнення антициклонів

Життєвий цикл антициклону розділяють на чотири стадії: стадія виникнення, молодий антициклон, стадія максимального розвитку і стадія руйнування.

В перших двох стадіях антициклон біля поверхні землі має вигляд виступу, що виник в тилу циклону за холодним фронтом під входом ВФЗ на циклонічному боці струминної течії (ліворуч відносно осі СТ). На висотах йому відповідає баричний гребінь, зміщений відносно приземного центру в бік найбільш теплої повітряної маси. Антициклон в цих стадіях є низьким баричним утворенням. Область зростання тиску біля землі охоплює центральну і передню частини антициклону (рис. 5.4). В міру вертикального розвитку за рахунок низхідних рухів антициклон стає теплішим, що призводить до розвитку тепла у його тиловій частині,

посиленню адвекції тепла і формуванню висотного центру – антициклон переходить в наступну стадію.

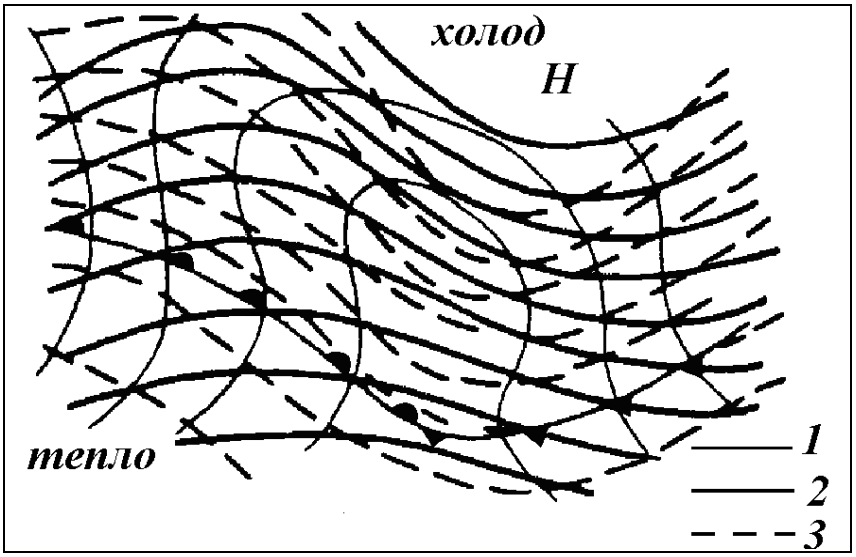


Рис. 5.4. Термобаричне поле молодого антициклону.
1 – ізобари на приземній карті погоди; 2 – ізогіпси АТ-700;
3 – ізогіпси ВТ-500/1000.

В стадії максимального розвитку антициклон біля поверхні землі окреслений кількома замкненими ізобарами (рис. 5.5). На висотах йому відповідає замкнена область високого тиску. Гребінь тепла розташований поблизу приземного центру антициклону, який знаходиться біля осі струминної течії.

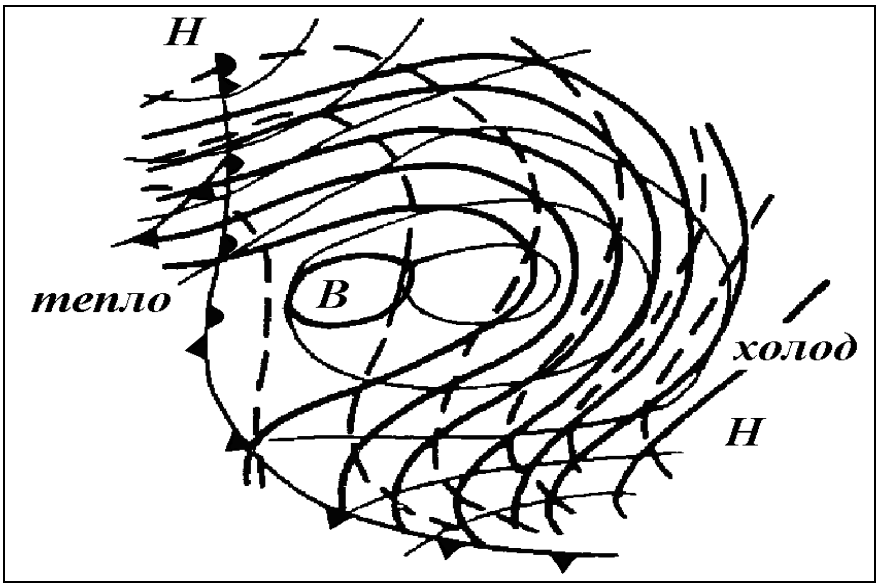


Рис. 5.5. Термобаричне поле антициклону в стадії максимального розвитку (умовні позначення на рис. 5.4).

Для антициклону в стадії руйнування (рис. 5.6) характерним є падіння тиску біля поверхні землі в центральній і передній частинах. Він стає високим теплим баричним утворенням. Відбувається зближення центрів антициклону біля землі і на висотах в області тепла у середній тропосфері. Антициклон стає малорухомим, а далі руйнується внаслідок дивергенції тертя, спочатку біля землі, а потім і на висотах.

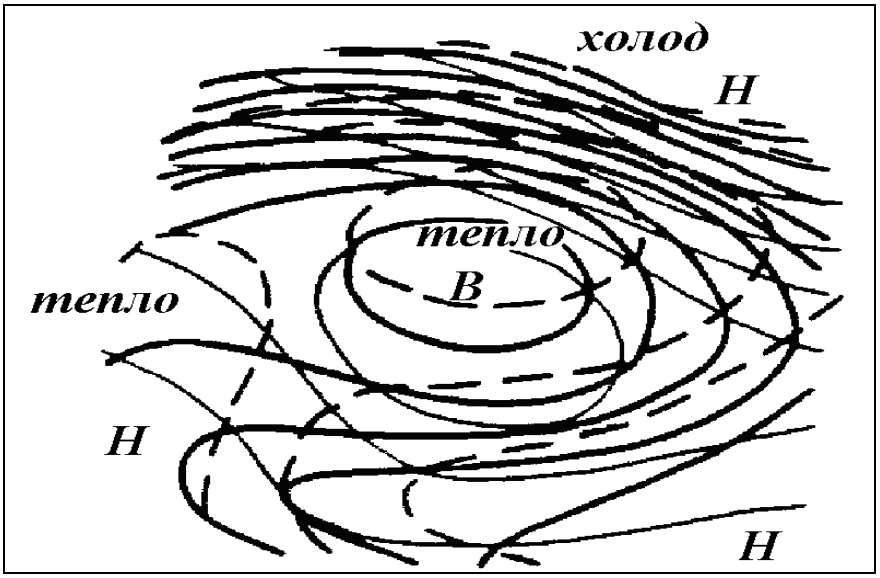


Рис. 5.6 Термобаричне поле антициклону в стадії руйнування (умовні позначення на рис. 5.4).

На відміну від циклону, в антициклоні з квазівертикальною віссю тиск може не змінюватися протягом декількох днів. Часто спостерігаються випадки, коли антициклону в стадії руйнування відповідає на висотах лише потужний баричний гребінь і немає замкнених ізогіпс.

У зв'язку з низхідними рухами повітря фронти в антициклонах не розвинені, тому умови погоди в них визначаються переважно властивостями повітряних мас та їх взаємодією з підстильною поверхнею. В центральних частинах антициклонів переважає малохмарна погода, але при значній вологості повітря в холодну половину року під шаром інверсії може спостерігатися суцільна хмарність St і Sc. Як взимку, так і влітку можуть спостерігатись радіаційні тумани. На периферії антициклонів умови погоди подібні до умов погоди секторів суміжних циклонів.

Антициклони можуть регенерувати. В таких випадках період їх існування може суттєво збільшуватися. *Регенерація антициклонів можлива при розвитку нового антициклону у відрозі існуючого антициклону, а також при злитті двох антициклонів.*

5.4 Типові траєкторії переміщення циклонів та антициклонів

5.4.1 Південні циклони

Циклони, які зміщуються на північ з великою південною складовою, називаються південними. Для території України – це *циклони над Чорним і Середземним морями;* частіше за все південні циклони виникають в лютому і березні, рідше у жовтні.

Загальною ознакою механізму виникнення південних циклонів є *меридіональний характер макроциркуляційних п*роцесів, що впливають на формування сприятливих для місцевого циклогенезу термодинамічних умов. Головною відмінною особливістю синоптичних процесів, які сприяють виникненню південних циклонів, є наявність стаціонарного циклону над півднем Скандинавії або західною Європою. Висотна барична улоговина при цьому орієнтована з північного сходу на південний захід – найчастіше на західні райони Середземномор'я. Місце виникнення південних циклонів і характер їх подальших траєкторій залежать від конкретної географічної локалізації висотної улоговини.

До теперішнього часу відсутня єдина класифікація траєкторій південних циклонів. Звичайно їх траєкторії розділяють: *за місцем виникнення, за структурою баричного поля в середній тропосфері над Європейським континентом, за особливостями положення осі струминної течії, за орієнтацією висотної фронтальної зони і напрямом переміщення циклонів безпосередньо над територією України.*

Зокрема південні циклони, що мають істотний вплив на погодні умови України, підрозділяють на *генуезькі, балканські, угорські і чорноморські*, тобто в основу покладено географічний район їх виникнення.

Всі траєкторії південних циклонів можна розділити на два типи: до першого відносять ті *циклони, які переміщаються на Україну з боку Карпа*т і впливають в основному на погодні умови західних районів країни; другий тип включає *циклони, що переміщаються через Чорне море* на південні і центральні райони України .

Проходження південних циклонів через територію України супроводжується тривалим погіршенням погодних умов. Взимку спостерігаються штормові вітри і хуртовини, які охоплюють південну половину України, тумани і ожеледь. Такі погодні умови рідко продовжуються менше однієї доби. Звичайно вони спостерігаються протягом декількох днів зі змінною інтенсивністю. Основною причиною утворення туманів є інтенсивна *адвекція теплого і вологого середземноморського* повітря у поєднанні з радіаційним і динамічним вихолоджуванням нижніх шарів атмосфери. При проходженні циклонів з

південного сходу на захід тумани можуть утворюватися перед теплим фронтом, поблизу нього і в теплому секторі. Нерідкі випадки, коли тумани не припиняються протягом 5 - 6 діб.

Навесні і восени спостерігається випадання *опадів* (звичайно протягом 4 - 6 днів) *зливового характеру*, і лише при руйнуванні блокуючого гребеня або зміщенні на схід антициклону вони припиняються.

Вихід південних циклонів супроводжується значним збільшенням баричних градієнтів в суміжній з антициклоном зоні, який розташований над центральними або східними районами східної Європи. Зимою обширні *зони хуртовин* розповсюджуються вздовж траєкторії у більш північні широти. Хуртовини на Україні починаються в середньому за добу після появи південного циклону на півдні або південному заході Чорного моря.

Характерною особливістю всіх південних циклонів є *винесення теплих і вологих повітряних мас з субтропічних районів,* яке навесні обумовлює *швидкий схід снігового покрову і ранню повінь*. Літом такі циклони нерідко супроводжуються *рясними облоговими опадами, а на холодних фронтах і фронтах оклюзії виникають грози, зливи, шквали.* Літом вихід південних циклонів відносно рідкий, але опади на теплих фронтах спостерігаються саме при виході південних циклонів на Україну.

При аналогічних умовах, коли південні циклони над Чорним морем або півднем України взаємодіють з антициклоном, сформованим в холодному повітрі і розташованим над південним сходом Росії, відбувається відкладення *сильної ожеледі.* При цьому на південно-західній периферії антициклону атмосферні фронти стаціонують, утворюючи широку зону значних опадів.

5.4.2 «Пірнаючі» циклони

Пірнаючими називають циклони, які зміщуються з високих широт у низькі з великою північною складовою.

До теперішнього часу найбільш загальновживаною є класифікація пірнаючих циклонів, запропонована *Чорновою В.Ф.* За районами виникнення і переміщення циклонів виділяють три типи їх траєкторій:

1. *І тип – це північно-західні циклони, що переміщуються з Норвезького моря і Скандинавії на західні і південні райони східної Європи (Білорусь, Україна, центральні райони Росії);*
2. *ІІ тип включає циклони, що зміщуються з Баренцового моря на північні і східні райони східної Європи;*
3. *ІІІ тип складають циклони, які зміщуються з Карського моря на східну половину Європейської території Росії (ЄТР).*

Характер траєкторій пірнаючих циклонів залежить від положення висотної фронтальної зони, яке визначається розташуванням висотного циклону і антициклону.

Максимальна повторюваність пірнаючих циклонів припадає на *холодний період року*, а саме *з жовтня по березень*, коли в атмосфері створюються найбільш сприятливі умови для меридіональної перебудови висотних полів тиску та температури і загострення ВФЗ.

Найчастіше спостерігаються циклони *першої групи* - вони, як правило, найбільш глибокі й інтенсивні за своїм розвитком (падіння тиску в них може досягати 10 - 12 гПа за 3 год). Північно - західні циклони часто переміщуються серіями, причому останні з них досягають крайніх південних районів.

Траєкторії переміщення пірнаючих циклонів у більшості випадків мають *вигляд параболи*, увігнутої по відношенню до високих широт, при цьому, чим інтенсивніше розвивається циклон, тим параболічна траєкторія більш чітко виражена. Пірнаючі циклони досягають території України переважно через 2 - 3 доби після їх утворення, після чого їх швидкість зменшується до 50 км·год$^{-1}$. Більшість пірнаючих циклонів, які досягли території України, стаціонують і заповнюються протягом 1 - 2 діб.

Північно - західні і північні циклони при проходженні через територію України зумовлюють *складні погодні умови*. Передусім, це *посилення швидкості вітру, особливо у тиловій частині циклонів і на холодному фронті ≥15* м·с$^{-1}$. *У холодний період року при сильному вітрі і випадінні снігу спостерігаються тривалі хуртовини, а в безсніжний період в південних і східних районах України розвиваються пилові бурі*, що завдають великих збитків сільському господарству.

Опади при проходженні пірнаючих циклонів звичайно носять короткочасний характер, але нерідко вони можуть бути і вельми інтенсивними – до 10 -15 мм *за 10 - 12* год. При цьому найбільша кількість опадів випадає в західних і центральних районах, а також над Донецьким кряжем, що значною мірою викликано додатковим впливом орографії.

Ще одним з несприятливих чинників *є значне зниження температури* повітря, зумовлене проходженням пірнаючих циклонів. Холодне повітря, що надходить до системи циклонів з арктичних районів, в зв'язку з швидким його переміщенням трансформується слабо, що приводить до зниження температури за добу на 8 - 10 ºС і більше, особливо у південних районах.

5.4.3 Західні циклони та антициклони

Положення траєкторій і активність західних циклонів помітно розрізнюються по сезонах. Це викликано як змінами широтних контрастів температури над Європою від сезону до сезону, так і температурними

відмінностями між океаном і материком. Взимку більш теплий в порівнянні з материком океан зумовлює збільшення північної складової в середніх траєкторіях західних циклонів. У літні місяці в напрямі переміщення може переважати південна компонента.

У холодне півріччя при значних контрастах температури між полярними і субтропічними районами створюються сприятливі умови широтного (зонального) перенесення повітря в тропосфері. Циклони, що виникають над відносно теплою океанічною поверхнею північної Атлантики, швидко розвиваються і переміщуються через західну і східну Європу, нерідко досягаючи Уралу.

Над Європою виділяють три групи західних циклонів:

1. *Основна група - це циклони, які зароджуються над акваторією північної Атлантики (в районі теплої течії Гольфстрім, в області атлантичного полярного фронту), а потім рухаються із заходу на схід вздовж смуги 50 - 55* º півн .ш. *через Великобританію і західну Європу на центральні райони ЄТР;*
2. *Циклони, які зароджуються над північною Атлантикою і переміщаються до північного сходу - на Норвезьке море, Скандинавію і далі в західний сектор Арктики;*
3. *Циклони, що переміщаються по півдню західної Європи або виникають в цьому районі. В подальшому ці циклони проходять над Україною і далі на схід - на райони нижньої Волги.*

Висотне баричне поле при західних процесах має вигляд *поширеної смуги низького тиску у високих широтах* (по півночі Європи до Карського моря) і *високого тиску в помірних широтах* (південь Європи). ВФЗ при цьому проходить у широтному напрямі і характеризується великими градієнтами температури і тиску.

Західні циклони, що безпосередньо впливають на погодні умови України, відносяться до третьої групи. У холодну половину року вони приносять *теплі атлантичні маси повітря, що часто зумовлюють тривалу відлигу*. Для передньої і тилової частин циклонів характерні *сильні вітри і хуртовини*. У літній період західні циклони малоактивні і часто виражені у вигляді фронтальних хвиль. Однак на малорухомих фронтах виникає цілий комплекс небезпечних конвективних явищ.

При проходженні циклонів I типу найбільшу кількість опадів одержує південна половина України. При переміщенні західних циклонів по півночі Європи на території України часто встановлюється погода антициклонального типу з переважним перенесенням теплих середземноморських повітряних мас (в теплих секторах циклонів).

Західні антициклони, які переміщаються *з території Атлантичного океану на схід*, являють собою *ядра азорського антициклону*, або утворюються над Середньодунайською чи Угорською низовиною,

Карпатами, Чорним морем під впливом місцевих чинників – орографічних або термічних. Найчастіше переміщення західних антициклонів відбувається в тилу серії західних циклонів або улоговин, що пройшли через територію Білорусі (це можуть бути заключні антициклони).

Висотне термобаричне поле характеризується наявністю *широтної орієнтованої ВФЗ над Європою* з віссю, що проходить вздовж 50 º півн.ш. У північних районах розташовується поширений холодний тропосферний циклон, південні райони зайняті висотним теплим антициклоном з центром над Атлантикою або північчю Африки.

Західні транзитні антициклони переміщаються на схід через територію України з середньою швидкістю 30 - 40 км·год$^{-1}$. Їх потужність рідко перевищує рівень 500 гПа, а середні горизонтальні розміри – 500 км в діаметрі. Вони складають більше чверті всіх антициклонів, що спостерігаються, *максимум їх повторюваності припадає з серпня по жовтень, мінімум – в лютому.*

Західні малорухомі антициклони переміщаються з швидкістю меншою ніж 20 км·год$^{-1}$ і найчастіше спостерігаються в тепле півріччя – *з червня по жовтень.*

5.4.4 Полярні та ультраполярні вторгнення

Більшість антициклонів *полярного типу* утворюється над Скандинавією, а потім переміщається на південний схід зі середньою швидкістю 30 - 50 км·год$^{-1}$. Для цих антициклонів характерний *слабкий розвиток по вертикалі.* Максимальний тиск у центрі досягає в середньому 1030 - 1045 гПа.

Північно-західні транзитні антициклони за повторюваністю є другими – 15 % від загального числа всіх антициклонів. Найчастіше вони виникають в *перехідні сезони – лютий-березень і вересень-грудень, мінімум спостерігається влітку.* Північно-західні малорухомі антициклони відрізняються меншою швидкістю переміщення і повторюваністю – 6 % всіх випадків. В основному відмічаються в серпні і жовтні, мінімум – в грудні.

Типове термобаричне поле цих антициклонів характеризується яскраво вираженою *меридіональністю*, елементами якого є наявність високого теплого антициклону або квазімеридіонально орієнтованого гребеня над західною Європою і холодної висотної улоговини, орієнтованої з Баренцового моря на Балкани. ВФЗ при такому розташуванні висотних центрів орієнтована зі Скандинавії на південь східної Європи.

Східні транзитні антициклони є дуже рідким процесом (0,3 % всіх випадків), вони виникають *у відрозі сибірського антициклону* і переміщаються на південний захід зі швидкістю до 40 км·год$^{-1}$. Для них

характерні невеликі розміри і період існування. Спостерігаються в період *з березня по червень*.

Східні малорухомі антициклони зміщаються на захід протягом 2 - 5 діб після виникнення зі швидкістю 20 км·год$^{-1}$. Вертикальна потужність їх досягає рівня 850 гПа. Спостерігаються переважно в холодне півріччя з максимумом повторюваності в січні.

Фактично антициклони східного типу траєкторій відносяться до ультраполярних процесів. Ультраполярні процеси супроводжуються найбільш несприятливими погодними умовами. Відповідно до досліджень Борисової Л.Г. в залежності від району формування і напряму переміщення для східної Європи виділяють такі групи і типи ультраполярних процесів.

Північна група – три типи траєкторій:

1. I – з Баренцового моря на центральні райони східної Європи;

2. II – з Карського моря на східну половину європейської частини Росії (ЄЧР);

3. III – з Таймирського півострова або низов'їв Обі на схід ЄЧР.

Східна група – два типи траєкторій:

1. IV – зі сходу на захід по півночі східної Європи, з районів Обської губи на Санкт-Петербурзьку і Смоленську області;

2. V - зі сходу на захід, з південного Уралу на верхню течію Дніпра.

Близько 70 % антициклонічних утворень, що рухаються за ультраполярними траєкторіями, надходять до східної Європи вже оформленими в антициклони або ядра.

Ультраполярні процеси північної групи можуть спостерігатися протягом всього року, процеси східної групи відмічаються тільки в холодне півріччя.

З представлених груп безпосередній вплив на погодні умови України здійснюють антициклони, що зміщаються за *траєкторіями I, IV і V.* Загальною особливістю ультраполярних процесів всіх типів траєкторій є їх розвиток при яскраво вираженому *меридіональному типі циркуляції* практично у всій тропосфері. Антициклони північної групи являють собою низькі холодні баричні утворення, для східної групи характерні розвинені по висоті антициклони.

Ультраполярні вторгнення супроводжуються різкими зниженнями температури і сильними шквалистими вітрами. На півдні України відмічаються *тривалі хуртовини*, що виникають в області підвищених градієнтів температури і тиску, яка розділяє зони антициклону і зниженого тиску над Чорним морем. *Ультраполярні вторгнення звичайно зумовлюють сильні і тривалі шторми на Чорному і Азовському морях. При низьких від'ємних температурах над акваторією морів виникають інтенсивні тумани випаровування, можливе обледеніння суден і виникнення явища тягуну в портах.*

Ультраполярні антициклони мають тенденцію до стаціонування над південним сходом ЄТР. Внаслідок цього процесу гребінь високого тиску посилюється над Україною і зберігається в середньому 6 - 8 днів.

5.4.5 Місцевий цикло- і антициклогенез

Місцеві циклони виникають в умовах неоднорідного нагрівання повітря від підстильної поверхні. Такі процеси відбуваються в географічних районах з відносно однорідним рельєфом і станом підстильної поверхні, над територією, що порівнянна з площами циклонів і антициклонів позатропічних широт. *Взимку місцеві циклони виникають над теплими морями.* В умовах малоградієнтного поля легко виникає замкнена циркуляція, а на приземній карті погоди – замкнена ізобара. Термічне походження місцевих циклонів призводить до появи добового ходу в їх інтенсивності: термічні циклони, що окреслюються однією ізобарою, можуть простежуватися вдень, а вночі не спостерігатися.

Місцевий циклогенез активно розвивається в холодний період року над Чорним морем. Знижений тиск над Чорним морем досить чітко простежується на середньомісячних картах, протягом більшої частини холодного півріччя ця барична система підтримується як за рахунок місцевого циклогенезу, пов'язаного з впливом терміки вод моря і орографії, так і циклонів, що переміщаються з інших районів. Тому максимального розвитку *чорноморська депресія досягає в січні-лютому*, тобто в період найбільш сприятливих умов для місцевого циклогенезу і розвитку циклонічної діяльності над Середземномор'ям.

Значне місце за повторюваністю в річному ході на території України мають *місцеві антициклони* – 17 % всіх випадків. Це низькі баричні утворення, що простежуються звичайно тільки на приземних картах у вигляді замкненого центра з тиском в середньому 1025 гПа. Період існування цих антициклонів становить 1 - 3 доби, вони мають добре виражений добовий хід.

Найчастіше місцеві антициклони виникають в східній частині Чорного моря в період переважно з квітня по вересень, а також в районі Карпат і Середньодунайської низовини – здебільшого навесні і восени. В обох випадках істотну роль відіграє орографія. У випадку антициклогенезу на південному сході Чорного моря на процес утворення антициклону впливають Понтійські гори і Кавказ, в іншому випадку антициклогенез зумовлений впливом Карпат. Орографічний антициклогенез відбувається внаслідок накопичення повітряних мас на навітряних схилах, при цьому повинні існувати сприятливі для антициклогенезу загально-циркуляційні умови, тобто тилова частина висотної улоговини і потужна адвекція холоду.

6 Загальні принципи прогнозу погоди

6.1 Класифікація прогнозів

Метеорологічним прогнозом називається очікуваний стан метеорологічних величин або їхніх полів, визначений на основі дослідження закономірностей атмосфери відповідно до використовуваних методів.

За завчасністю прогнози поділяються на короткострокові (КПП) і довгострокові (ДПП).

До короткострокових відносяться прогнози, завчасність яких становить до 36 годин, до довгострокових - більше ніж 36 годин.

До КПП також відносяться понадкороткострокові прогнози погоди - це прогнози погоди на півдоби, добу.

Матеріали, необхідні для складання КПП: синоптичні карти (прогностичні, діагностичні), вертикальні розрізи атмосфери, діаграми, дані МРЛ, супутникові дані, дані нефоскопічного аналізу. Використовується різна синоптична і метеорологічна інформація, що дозволяє як можна точніше і з максимальною завчасністю скласти короткостроковий прогноз.

ДПП включають прогнози малої завчасності (від 36 годин до трьох діб); прогнози триденні; на природний синоптичний період; пентодні, декадні і місячні прогнози.

До ДПП відносяться понаддовгострокові прогнози - на сезон і рік, кліматологічні - на епоху, кілька років.

Короткострокові прогнози погоди поділяються на кілька типів:

1) *прогнози погоди загального користування - складаються для широкого кола населення і деяких народногосподарських організацій;*
2) *спеціалізовані прогнози погоди або оперативно-галузеві - складаються для визначених областей народного господарства з урахуванням специфіки роботи даної області.* Наприклад, авіаційні прогнози, морські прогнози погоди, прогнози погоди для сільськогосподарських районів, для комунального господарства, для лісосплавів і роботи в лісі, медичні прогнози погоди й ін.

Прогнози загального користування і для цілого ряду організацій складають по 12-годинних інтервалах - окремо на день і на ніч. Добові прогнози погоди можуть уточнюватися прогнозами на менший проміжок часу.

Термінологія прогнозів регламентується настановами по службі прогнозу. Прогноз погоди повинен бути ясним, лаконічним, використовуючи таку термінологію, що виключає подвійність тлумачення.

Величезне значення в оперативному обслуговуванні господарства і населення приділяється службі штормових попереджень. Незалежно від прогнозу погоди, *якщо очікується небезпечне (НЯ) або стихійне гідрометеорологічне явище (СГЯ), то обов'язково нарівні з прогнозом погоди складається штормове оповіщення (ШО) або штормове попередження (ШП). ШП складається з максимально можливою завчасністю.*

Попередження про НЯ, СГЯ, різкі зміни погоди (РЗП) повинні містити:

1. *порядковий номер (для НЯ - на кожен місяць, для СГЯ і РЗП - на рік);*
2. *дату, час, місце виникнення явища;*
3. *назву явища, його максимальну інтенсивність і при можливості - тривалість.*

Небезпечними гідрометеорологічними явищами називаються такі, котрі можуть викликати порушення в роботі різних областей господарства і завдати шкоди. До стихійних гідрометеорологічних явищ відносяться гідрометеорологічні явища і процеси, що за час виникнення, інтенсивністю, тривалістю і площею поширення можуть завдати значної шкоди і викликати стихійне лихо.

Прогнози погоди складаються по пункту, по маршруту, по району, по області, по всій країні, а також по великих територіях.

Прогнози погоди по великій території - це фонові прогнози.

Прогнози погоди по меншій території уточнюються за допомогою введення місцевих або локальних виправлень.

У залежності від характеристики величин, що прогнозуються, прогнози погоди розділяють на кількісні і якісні. Наприклад, температура частіше дається числом - кількісний прогноз, хмарність - як якісно, так і кількісно.

Прогнози погоди можуть мати категоричну форму, у тому числі й імовірнісну (альтернативні прогнози).

6.2 Методи прогнозів погоди

В даний час в оперативній практиці застосовується кілька методів прогнозу метеорологічних величин:

1. *якісно-фізичний метод прогнозу* погодних умов базується на прогнозі синоптичної ситуації і пов'язаних з нею погодних умов. В основі цього зв'язку лежать характерні закономірності розвитку баричних утворень, тобто складається фоновий прогноз;

2. *гідродинамічний метод прогнозу* базується на встановленні функціональної залежності між тенденціями якої-небудь метеорологічної величини і фактичним значенням цього параметра. В даний час гідродинамічними методами складаються прогнози полів тиску, геопотенціалу, прогнози вітру біля поверхні землі і на висотах;
3. *статистичний (імовірнісний) метод прогнозу*. В основі цього методу лежить дослідження зв'язку між майбутніми значеннями метеорологічних величин (предиктантами) і набором параметрів (предикторами). Складаються прогностичні рівняння регресії. Дуже важливим є встановлення зв'язку між предиктором і предиктантом, а також підбір потрібного числа предикторів. Прогностичні зв'язки встановлюються в діагнозі, а потім, після випробування на незалежному матеріалі, вони можуть бути використані в роботі.

   Основні вимоги до методів прогнозу погоди:

   1) Початкові дані для розробки прогнозів за методом, що розглядається, повинні мати точність, яка забезпечує прийнятну помилку прогнозу. Краще для прогнозу використовувати фактичні дані, ніж прогностичні.
   2) Вихідні дані для розробки прогнозу повинні бути доступні прогнозистові під час складання прогнозу.
   3) Метод повинен бути об'єктивним.
   4) Метод повинен забезпечувати точність прогнозу метеорологічних величин або явищ.
   5) Метод повинен бути заздалегідь випробуваний на незалежному матеріалі.

6.3 Прогноз синоптичного положення

Прогноз погоди складається з двох етапів: 1- прогноз синоптичного положення, 2 - прогноз умов погоди.

Синоптичне положення - сукупність атмосферних процесів у даний момент часу, відображених на картах погоди.

Прогноз синоптичного положення – це прогноз переміщення й еволюції повітряних мас, атмосферних фронтів, циклонів і антициклонів.

Способи прогнозу синоптичного положення поділяються на три групи:

1. *Чисельні методи,* основані на розв’язанні рівнянь гідродинаміки і термодинаміки відповідно до задачі прогнозу погоди або на використанні методів математичної статистики і теорії імовірності.
2. *Прийоми формальної і фізичної екстраполяції.*

3. *Якісно-фізичні висновки синоптика про очікуваний хід атмосферних процесів.*

Оскільки жоден із способів не забезпечує вирішення усіх задач прогнозу синоптичного положення, то в оперативній практиці використовуються всі способи, тобто *прогноз синоптичного положення є комплексним прогнозом.*

Огляд і прогноз розвитку синоптичних процесів базується на *комплексному аналізі основних синоптичних об'єктів*, якими є повітряні маси, атмосферні фронти і баричні утворення. *Суть аналізу атмосферних процесів полягає у вивченні стану атмосфери за конкретний період часу за допомогою послідовних синоптичних карт і інших матеріалів*. При цьому визначаються положення, переміщення, властивості й еволюція атмосферних фронтів, баричних систем і умов погоди. Також встановлюються тенденції розвитку синоптичних процесів і робляться висновки про їхні наступні зміни.

Метою комплексного аналізу є оцінка минулого і сучасного розвитку синоптичних процесів, а також визначення майбутнього, тобто прогноз. Детальний розгляд атмосферних процесів випереджає прогноз і є базою для його створення.

Основними принципами комплексного аналізу є: порівняння, репрезентативність, логіка, тимчасова послідовність і тривимірність. Тільки компетентне використання всіх цих принципів синоптичного методу дозволяє успішно прогнозувати розвиток атмосферних процесів на наступну добу.

У прогнозі розвитку атмосферних процесів, баричних утворень і атмосферних фронтів вказуються:

1) очікуваний напрямок і швидкість переміщення баричних утворень і регіон, у якому прогнозуються їхні центри в наступну добу; очікувана зміна тиску в центрах баричних утворень за добу і причини, що будуть сприяти цьому; стадія розвитку, якого досягнуть баричні утворення наприкінці наступної доби;
2) регіони, у яких можна чекати появи нових баричних утворень;
3) місцезнаходження основних фронтальних розділів біля поверхні землі і погодні умови на цих фронтах.

При прогнозі розвитку синоптичних процесів потрібно приділяти увагу основним баричним утворенням, а також баричним центрам, які у наступну добу будуть активно розвиватися. Також потрібно ретельно досліджувати процеси, що визначають характер погоди над територією, для якої складається прогноз погоди.

6.4 Основи прогнозу виникнення, еволюції і переміщення баричних утворень та атмосферних фронтів

При прогнозі виникнення і еволюції баричних утворень аналізуються такі фактори:

1. *Фронтальна структура баричних утворень, наявність ВФЗ з великими баричними (H_n>16 гп.дам/1000 км) та термічними (T_v>8 ºС/1000 км) градієнтами, а також наявність струминних течій,* які сприяють цикло- і антициклогенезу. Звичайно циклони виникають попереду і ліворуч замкненої області максимальних швидкостей вітру у СТ та зміщуються разом з нею. Антициклони, що розвиваються, як правило, знаходяться позаду та праворуч замкненої області максимальних швидкостей вітру у СТ.
2. *Термобаричне поле тропосфери*, що сприяє еволюції поля тиску біля поверхні землі (адвекція завихрення швидкості і дивергенція швидкості у середній тропосфері) і еволюції поля температури (адвективні та адіабатичні зміни).
3. *Характер приземного баричного поля та поля баричних тенденцій, приземне тертя.*
4. *Особливості хмарних систем циклонів та атмосферних фронтів* на знімках із ШСЗ.

Урахування фронтальної структури баричних утворень:

1. Найчастіше циклони та антициклони виникають у зонах основних атмосферних фронтів. Циклони утворюються на стаціонарних фронтах, які повільно зміщуються, або біля точки оклюзії в старих циклонах. Відносно рідше відбувається виникнення циклонів на теплих фронтах. Характерною ознакою можливого утворення циклону є поява на фронті хвильового вигину.

2. Циклони біля точки оклюзії виникають порівняно часто, але вони рідко розвиваються у глибокі циклони, оскільки горизонтальні градієнти геопотенціалу та температури (H_n і T_v) біля точки оклюзії в області ВФЗ рідко досягають великих значень.

3. Фронти, на яких відбувається виникнення циклонів, що активно розвиваються, як правило, добре виражені у великій товщі атмосфери. Іноді вони можуть бути слабо виражені біля поверхні землі, але добре простежуватись на висотах.

4. На вторинних фронтах циклони виникають рідко.

5. Антициклони у більшості випадків виникають у зоні основних фронтів, вони утворюються за фронтальною зоною - у холодній повітряній масі.

Урахування структури термобаричного поля в середній тропосфері (АТ-700 і АТ-500):

1. Термобаричне поле тропосфери, яке відповідає зниженню тиску біля поверхні землі, характеризується передньою частиною висотної улоговини. Умови для антициклогенезу утворюються в тиловій частині висотних улоговин.

2. Розвиток баричних утворень звичайно припиняється після їх перетворення у високі термічнооднорідні вихори, коли їх просторові осі близькі до вертикального положення.

3. Виникнення та посилення термічного гребеня сприяє виникненню циклону біля поверхні землі; виникнення та посилення термічної улоговини сприяє виникненню антициклону біля поверхні землі;

4. Ознакою імовірного виникнення циклону є відносно інтенсивна адвекція холоду (як правило, при великих контрастах температури) у тиловій частині збурення за холодним фронтом, яка перевищує адвекцію тепла (при менших контрастах температури) у передній частині збурення перед теплим фронтом на однаковій відстані від вершини хвилі.

5. При інтенсивній адвекції холоду, що призводить до зростання в тилу циклону контрастів температури, циклон часто поглиблюється. Циклон не розвивається, якщо у його тиловій частині відсутня інтенсивна адвекція холоду. Наявність адвекції холоду попереду хвильового збурення поблизу його вершини вказує на відсутність умов розвитку збурення.

6. Зниження температури повітря в циклоні, зумовлене висхідними рухами, сприяє його заповненню. Підвищення температури повітря в антициклоні, зумовлене низхідними рухами, сприяє його руйнуванню.

Урахування правил, заснованих на використанні баричних тенденцій:

1. Циклон поглиблюється (заповнюється), якщо в його центрі спостерігаються від’ємні (додатні) баричні тенденції.

2. Антициклон посилюється (слабшає), якщо в його центрі спостерігаються додатні (від’ємні) тенденції.

3. Тенденції, близькі до нульових, в центрі циклону (антициклону) свідчать про те, що його глибина (інтенсивність) суттєво змінюватися не буде.

4. Барична улоговина поглиблюється (заповнюється), коли нульова ізалобара проходить позаду (попереду) осі улоговини.

5. Баричний гребінь посилюється (слабшає), коли нульова ізалобара проходить попереду (позаду) осі гребеня.

6. Циклон поглиблюється, якщо у його теплому секторі баричні тенденції від'ємні, і заповнюється, якщо вони додатні. Якщо тенденції у теплому секторі близькі до нульових, тиск у центрі циклону суттєво не зміниться.

7. Віддалення області падіння тиску від центральної частини циклону на його периферію вказує на швидке заповнення циклону. Віддалення області зростання тиску від центру антициклону на його периферію вказує на припинення посилення антициклону.

8. Виникнення або посилення області падіння тиску на якій-небудь ділянці малорухомого фронту вказує на можливе утворення циклону.

9. Віддалення області падіння тиску на периферію циклону є ознакою утворення нового циклону біля точки оклюзії. Чим сильніше падіння тиску біля точки оклюзії, тим імовірніше утворення біля неї нового збурення. Додатковою ознакою служить падіння тиску на віддаленні від точки оклюзії за холодним фронтом.

10. Баричні тенденції вказують і на утворення антициклону в гребені. Його виникнення можливе в тому випадку, якщо зростання тиску спостерігається не тільки на осі гребеня, але розповсюджується і на його тилову частину.

Урахування характеру приземного баричного поля та просторової структури баричних утворень:

1. Чим меншими баричними градієнтами характеризується приземне поле у даному районі, тим швидше може виникнути нове збурення біля поверхні землі.

2. Циклони виникають на ділянках осей улоговин, де спостерігається різке зменшення баричних градієнтів (розрідження ізобар) у напрямку осі.

3. Антициклони утворюються на осях гребенів або в області високого тиску між двома циклонами.

4. Поглиблення циклону та посилення антициклону звичайно зупиняється після їх перетворення на високі баричні утворення. Циклон починає заповнюватися після того, як його просторова вісь стає квазівертикальною.

Урахування приземного тертя:

Приземне тертя завжди сприяє заповненню циклону та руйнуванню антициклону. Чим більший градієнт тиску, тим сильніше приземне тертя впливає на інтенсивність еволюції баричних утворень біля поверхні землі.

Інтенсивність зростання тиску у центрі циклону, що заповнюється, або падіння тиску у центрі антициклону, що руйнується, з кожним днем повинна слабнути, оскільки внаслідок зменшення баричних градієнтів зменшується і сила тертя.

Використання знімків ШСЗ.

За результатами досліджень супутникових знімків полів хмарності виділені ситуації, при яких виникнення та розвиток циклонів найбільш імовірні:

- хвильовий вигин фронтальної хмарної смуги;

- шапка-щит перистих хмар ізольована або на фронті;

- масив перистих хмар у вигляді віяла (факела) на північному кінці хмарної смуги, а також у вигляді булави;

- масив купчастих хмар, які розвиваються, та купчасто-дощових хмар;

- вторинний хмарний вихор за холодним фронтом у системі глибокого циклону при його зближенні з хмарною смугою холодного фронту.

Виникнення окремого циклону біля точки оклюзії в циклоні, який заповнюється, супроводжується такими ознаками:

- голова хмарного вихору має сірий або темно-сірий тон зображення на відміну від яскраво-білої хмарності холодного фронту та струминної течії;

- хмарність струминної течії чітко виражена;

- з боку теплого фронту поблизу точки оклюзії спостерігаються викиди перистої хмарності;

- на хмарній смузі холодного фронту біля точки оклюзії відмічається вигин у бік теплого сектора.

Баричні утворення біля поверхні землі, у переважній кількості випадків, зміщуються в напрямку ведучого потоку або потоку над ними на ізобаричних поверхнях 700 чи 500 гПа *зі швидкістю, яка складає у* середньому 0,8 і 0,6 швидкості вітру на відповідних поверхнях АТ-700 і АТ-500.

Правила переміщення баричних утворень, засновані на використанні ведучого потоку:

1. Якщо циклон простежується біля поверхні землі і у найближчу добу не очікується його розвиток по вертикалі, то за рівень, на якому слід розглядати ведучий потік, можна приймати АТ-850. В такому разі коефіцієнт переносу дорівнює 0,9.
2. Якщо циклон простежується від поверхні землі до АТ-850 (з урахуванням баричного поля на висотах), то до ведучого потоку слід відносити вітер на карті АТ-700.
3. Якщо циклон простежується від поверхні землі до поверхні 700 гПа та вище, ведучий потік слід розглянути на карті АТ-500.
4. При прогнозі переміщення циклонів з квазівертикальною просторовою віссю правило ведучого потоку непридатне. Якщо центр циклону біля поверхні землі співпадає з положенням центру на карті АТ-500 (відстань між ними не перевищує 200 км), то приземний центр буде зміщуватися зі швидкістю та за напрямком руху висотного центру. У цих випадках визначення траєкторії зміщення циклону на рівні 500 гПа виконується з використанням прогностичних карт АТ-500 на 24 год.
5. Якщо просторова вісь циклону має невеликий нахил (відстань між приземним та висотним центрами 200 - 500 км), то напрямок зміщення

центру циклона біля поверхні землі визначається як векторна різниця траєкторії зміщення приземного центру за ведучим потоком та висотного центру на прогностичних картах АТ-500.

6. Кут між напрямком зміщення низьких циклонів біля поверхні землі протягом доби та середнім (для цієї ж доби) напрямком потоку над їх центрами на поверхні 700 гПа у 65 % випадків не перевищує 15 °. Для приземних антициклонів процент збігу напрямку їх зміщення з напрямком потоку над їх центрами дещо менший. Із збільшенням швидкості ведучого потоку, як правило, кут відхилення зменшується.
7. Відхилення маршруту приземного баричного центру праворуч або ліворуч від напрямку ведучого потоку обумовлено головним чином неоднаковою локальною зміною геопотенціалу на цих рівнях праворуч або ліворуч від приземного центру. Збільшення градієнта геопотенціалу обумовлює відхилення шляху циклону ліворуч, а шляху антициклону праворуч від напрямку ізогіпси АТ-700 або АТ-500.
8. Баричні утворення за своїм переміщенням у більшості випадків відхиляються від напрямку потоку на поверхні 700 гПа у той бік, у який повертає з висотою вітер в середніх шарах тропосфери.

Правила, засновані на урахуванні структури термічного поля тропосфери та його еволюції:

1. Циклон біля поверхні землі повинен переміститися в тому напрямку, де середня температура шару між нижньою і верхньою поверхнями локально підвищується швидше. Якщо ж температура всюди знижується, то циклон переміститься у той бік, де температура знижується повільніше.
2. Антициклон намагається переміститися у бік більш інтенсивного похолодання або більш слабкого потепління.
3. Швидкість зміщення баричного утворення біля поверхні землі пропорційна ізалотермічному градієнту у полі змін температури на АТ-700 або АТ-500.
4. Приземні баричні утворення зміщуються точно у відповідності з потоком на рівнях АТ-700 або АТ-500 гПа у випадках, коли тиск біля поверхні землі в усіх точках змінюється пропорційно адвекції температури.
5. Якщо у передній частині циклону спостерігається адвекція холоду, то циклон зміщується в напрямку району з адвекцією холоду.
6. Молоді циклони та циклони, що знаходяться на початковій стадії максимального розвитку, зміщуються в район, де на прогностичній карті ВТ- 500/1000 розташована вершина гребеня тепла.
7. З великою швидкістю рухаються циклони, розташовані під добре вираженою ВФЗ з контрастами температури на карті ВТ-500/1000 9 - 12 °С/1000 км.

8. Якщо центр циклону чи антициклону на карті АТ-700 співпадає з його приземним центром, то напрямок зміщення визначається напрямком ізотерм чи ізогіпси ВТ- 500/1000.

Правила переміщення баричних утворень біля поверхні землі:

1. Якщо циклон (антициклон) біля поверхні землі має добре виражену ізалобаричну пару, компоненти якої розташовані приблизно на однакових відстанях від його центру, то він буде переміщуватися паралельно прямій, що з'єднує центри ізалобаричних областей.
2. Циклон (антициклон) з приблизно круговими ізобарами, що має тільки одну добре визначену ізалобаричну область, зміщується приблизно вздовж прямої, яка з'єднує його центр з центром цієї області, відхиляючись ліворуч (праворуч) від прямої, якщо центр ізалобаричної області розташований попереду (позаду) центру циклону або антициклону.
3. Циклон (антициклон), який має еліптичну форму ізобар, зміщується у напрямку, проміжному між напрямком його великої осі та напрямком прямої, яка з'єднує центри області падіння і зростання тиску. При цьому циклон (антициклон) переміщується тим ближче до напрямку великої осі, чим сильніше уздовж неї витягнуті ізобари.

Емпіричні правила прогнозу зміщення баричних утворень:

1. Відокремлені циклони та улоговини зміщуються, огинаючи основний циклон, за напрямком, протилежним ходу годинникової стрілки.
2. Два однакових за розміром циклони мають тенденцію обертання один відносно одного за напрямком протилежним ходу годинникової стрілки.
3. Два однакових за розміром антициклони зміщуються, обертаючись один відносно одного, за напрямком ходу годинникової стрілки.
4. При переважному переміщенні циклонів із заходу на схід, кожен подальший циклон із серії циклонів зміщується південніше відносно попереднього.
5. Молодий неоклюдований циклон зміщується вздовж ізобар теплого сектора.
6. Після оклюдування циклону, його траєкторія відхиляється ліворуч від траєкторії пов'язаної з ним ізалобаричної області падіння тиску. Швидкість зміщення циклону при цьому різко зменшується.
7. Ознакою уповільнення зміщення циклону або антициклону є початок віддалення центру падіння тиску або центру зростання тиску від центру баричного утворення.
8. Циклони частіше рухаються у той бік, де вітри слабкі. Циклони з дуже сильними вітрами у передній частині швидко заповнюються та стають малорухомими.

9. Високі холодні циклони і високі теплі антициклони малорухомі в останній стадії свого розвитку.
10. Невеликі рухомі антициклони зміщуються приблизно з тією ж швидкістю, з якою рухаються циклони, що знаходяться попереду них. На початку свого перетворення на високі баричні утворення циклони та антициклони продовжують зміщення приблизно у тому ж напрямку, в якому вони зміщувалися у попередню добу.
11. Приземний антициклон, якому на висоті відповідає баричний гребінь, малорухомий, якщо гребінь тепла помітно зміщений відносно баричного гребеня. При цьому майже по всій області баричного гребеня спостерігається адвекція тепла.

Правила, засновані на використанні знімків хмарності з ШСЗ:

1. Над рівнинною місцевістю та океанічною поверхнею хвильове збурення і молодий циклон зміщується в напрямку викидів перистих хмар, що утворюються над циклоном.
2. Циклон з розвиненою хмарною спіраллю зміщується вздовж вектора, який з'єднує центр порівняно безхмарної зони з центральною частиною масиву найбільш яскравої хмарності у межах хмарної спіралі.
3. Циклон, хмарний вихор якого має форму архімедової спіралі, зміщується вздовж потоку на поверхні 500 гПа.
4. Якщо центр хмарного вихору співпадає з областю зниженого геопотенціалу на АТ-500, у цьому випадку циклон залишається малорухомим.
5. Пірнаючі циклони, як правило, зміщуються у напрямку викидів перистої хмарності або у напрямку, паралельному напрямку пасм купчасто-подібної хмарності в їх тиловій частині. При відсутності у хмарності пірнаючого циклону чітко визначених викидів перистої хмарності, він зміщується у напрямку основної маси хмарного вихору.
6. Для виходу південного циклону характерні чітко оформлені викиди перистих хмар у північно-східному напрямку, сформована хмарність холодного фронту, струминна течія на холодному фронті, купчасто-подібна хмарність у тиловій частині холодного фронту, яка свідчить про активну адвекцію холоду в південній частині циклону.
7. Південні циклони залишаються малорухомими, якщо їх хмарність складається зі скупчення купчасто-дощових хмар, вкритих зверху тонким прошарком перистих хмар, або являє собою вже сформований хмарний вихор, причому в обох випадках відсутні струминні течії.
8. Про напрямок зміщення антициклону або гребеня, що знаходиться за холодним фронтом, можна судити за конфігурацією хмарної смуги, розташованої за ним. Тиловий холодний антициклон (гребінь) зміщується у напрямку найбільшого вигину смуги холодного фронту.

9. Для малорухомих антициклонів характерний антициклонічний профіль хмарних смуг на їх периферії.

Під еволюцією фронтів розуміють зміни умов погоди у зоні фронту, які відбуваються внаслідок їх загострення чи розмивання. Загострення фронту призводить до погіршення погодних умов, а розмивання – до покращення. Еволюція фронту як синоптичного об'єкта повинна розглядатися як індивідуальні зміни параметрів структури фронту:

- контрасту температури у зоні фронту;
- нахилу фронтальної поверхні;
- профілю улоговини, в якій пролягає фронт.

Контраст температури. Збільшення контрасту температури сприяє загостренню фронту, а його зменшення повинне вести до розмивання фронту. Збільшення контрасту температури призводить до посилення циркуляції у зоні фронту і, як наслідок, до збільшення вертикальних рухів. Однак іноді можливий протилежний ефект - збільшення контрасту температури в зоні ВФЗ при визначених умовах може сприяти антициклогенезу біля поверхні землі, що обумовить швидке розмивання фронту. Необхідно додатково враховувати добовий хід погоди в теплу пору року і вплив орографії.

Нахил фронтальної поверхні. Чим крутіше нахилена фронтальна поверхня, тим більша, при інших рівних умовах, вертикальна складова руху повітря на фронті. При послабленні вітру біля поверхні землі чи його посиленні на висотах кут нахилу теплого фронту зменшується, а холодного – збільшується.

Профіль улоговини. Профіль улоговини визначає конвергенцію повітряних потоків у нижніх шарах атмосфери в зоні фронту. Чим більша конвергенція, тим більші висхідні рухи і тим активніші процеси хмароутворення і опадів. Зі збільшенням кута нахилу ізобаричних поверхонь в улоговині загострення фронту посилюється. Поглиблення улоговини веде до загострення фронту, а її заповнення – до розмивання.

Прогнозуючи еволюцію умов погоди, слід враховувати можливі *зміни вологості повітря* по обидва боки від фронту, особливо в теплій повітряній масі. *Переміщення фронту у бік більш вологої підстильної поверхні збільшує його активність, а у бік більш сухої – зменшує.* Іноді при заповненні улоговини опади не припиняються, а, навпаки, переходять з облогових у зливові. Такий процес відбувається, коли повітря у зоні фронту вологонестійке. *Чим слабкіше виражений фронт в баричному полі, тим більша роль вологонестійкості в формуванні опадів.*

Аналіз фронтальних розділів передбачає не тільки виявлення фронтів на всіх доступних рівнях, але й визначення напрямку їх переміщення, без чого не можна встановити тип фронту. Для нижнього рівня важливо знайти швидкість переміщення фронту. У вирішенні цього

питання використовують дані поля вітру та температури. Зіставивши напрямок горизонтальних переносів з розподілом температури по обидва боки від фронту, у більшості випадків можна правильно визначити напрямок фронту та його тип (або знак фронту). У тих випадках, коли вітрові потоки в обох повітряних масах паралельні лінії фронту, він розглядається як квазістаціонарний.

Оцінка напрямку зміщення фронтів у нижніх шарах атмосфери за приземною картою проводиться також з урахуванням переміщення повітряних мас, яке визначається за моделлю геострофічного вітру. Практика показала, що фронти зміщуються за напрямком нормальної до фронту складової геострофічного вітру, яка встановлюється за ізобарами приземної карти або за ізогіпсами карти АТ-850. Швидкість переміщення теплих атмосферних фронтів становить 0,5 – 0,6 від значення нормальної до фронту складової геострофічного вітру. Для холодних фронтів цей коефіцієнт звичайно становить 0,9 – 1,0.

Для оцінки швидкості переміщення фронтів використовують також екстраполяційні формули. Оскільки кожен фронт проходить вздовж осі баричної улоговини (або замаскованої улоговини), то формули для визначення швидкості зміщення осі баричної улоговини і лінії фронту мають однакову структуру. Переміщення лінії фронту повинно бути повністю узгоджено з переміщенням баричної улоговини, з якою фронт пов’язаний. Формула, за допомогою якої оцінюється швидкість переміщення фронту, має вигляд

$$C = -\frac{\left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_1 - \left(\frac{\partial p}{\partial t}\right)_2}{\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_1 - \left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_2} \cdot \qquad (6.1)$$

У чисельнику стоїть різниця баричних тенденцій перед фронтом і за ним, а у знаменнику – різниця складових баричного градієнта вздовж осі *x,* спрямованої перпендикулярно до лінії фронту. Як свідчить практика, просторовий крок по осі *x* слід вибирати таким чином, щоб кінцеві різниці Δx_1 та Δx_2, якими при розрахунках замінюють диференціали, найбільш повно відображали поле тенденцій, а саме: відрізки Δx_1 та Δx_2, відраховані від лінії фронту, закінчувалися у центрі області, де відзначається найбільше падіння (або зростання) тиску, пов’язане з даною баричною улоговиною. Звичайно розміри цих відрізків знаходяться у межах 200 - 400 км. Знаменник у формулі завжди додатний, оскільки різниця $\left(\frac{\partial p}{\partial x}\right)_1 - \left(\frac{\partial p}{\partial y}\right)_2$, яка характеризує другу похідну $\frac{\partial^2 p}{\partial x^2}$ та кривизну ізобар у баричній улоговині, теж завжди > 0.

Екстраполяційна формула має універсальний характер. Її можна використовувати для будь-яких широт, де є фронти, та для будь-яких висот.

Розрахунки переміщення фронтів на висотах за допомогою висотних карт часто дають незадовільні результати, що пов'язано з суттєвими неточностями при оцінці часових та просторових похідних за картами баричної топографії.

Нерідко вітер у приземному шарі під впливом сили тертя дуже сильно відхиляється від напрямку геострофічного або градієнтного вітру. У таких випадках переміщення фронтів краще оцінювати шляхом зіставлення двох послідовних положень одного й того ж фронту, а потім екстраполювати подальше переміщення.

6.5 Прогноз умов погоди

6.5.1 Прогноз заморозків

В метеорології заморозки розрізняють у повітрі і на поверхні ґрунту. Звичайно *під заморозком розуміють короткочасні зниження мінімальної температури приземного шару повітря або поверхні ґрунту до 0* °С *і нижче на загальному фоні додатної температури.* Існує ще, так зване, *агрометеорологічне поняття* заморозку з тих міркувань, що зниження температури до 0 °С не завжди є небезпечним для сільськогосподарських культур. Для кожного виду рослин і фаз його розвитку існують цілком певні *критичні значення температури*, після яких її зниження призводить до часткової або повної загибелі рослини залежно від величини і тривалості цього зниження.

За процесами виникнення і умовами погоди розрізняють три типи заморозків:

1. *Адвективні заморозки*. Виникають в результаті настання хвилі холоду, спостерігаються при хмарній і вітровій погоді. Ці заморозки найбільш тривалі і зникають в результаті трансформації повітря. Вони, як правило, спостерігаються протягом декількох діб підряд на початку весни при загальному низькому рівні температури. При таких заморозках нижче 0 °С опускається не тільки мінімальна, але і середньодобова температура. Іноді, при значному надходженні холодного повітря, денні температури також близькі до 0 °С.

2. *Радіаційні заморозки*. Виникають в тихі ясні ночі в результаті добового ходу температури при відносно низьких середньодобових температурах і інтенсивному довгохвильовому випромінюванні. Внаслідок малих швидкостей вітру і слабкого вертикального перемішування в приземному шарі повітря при радіаційних заморозках в цьому шарі

спостерігаються інверсії температури зі значною вертикальною протяжністю.

3. *Адвективно-радіаційні заморозки.* Утворюються в результаті вторгнення холодного повітря північного походження і подальшого його вихолоджування за рахунок нічного випромінювання. В цьому випадку процеси адвекції і радіації доповнюють один одного.

Заморозки перших двох типів спостерігаються переважно на початку весни і пізно восени, перед встановленням морозів.

Заморозки третього типу спостерігаються при досить високому рівні середніх добових температур в кінці весни, влітку і ранньою осінню, та є найбільш небезпечними для сільськогосподарських культур помірної зони.

Більшість заморозків на території України (58 %) утворюються під впливом радіаційного вихолодження земної поверхні вночі, тому розподіл заморозків по території найчастіше носить «плямистий» характер. *Для адвективно-радіаційних заморозків (22 %) характерний розподіл у вигляді суцільних смуг або крупних плям*, що охоплюють порівняно великі території. Нарешті, при «чисто» адвективних весняних і осінніх похолоданнях (20 %) заморозки простежуються на великих площах, що охоплюють північну або західну частину України.

Для виникнення заморозків в Україні необхідно формування добре вираженого меридіонального поля з фронтальною зоною, що проходить через Україну. Біля поверхні землі при такому виді тропосферного поля здійснюється адвекція високого тиску і холодного повітря арктичного походження з температурою близько або нижче 0 °С. Залежно від швидкості переміщення повітряних мас в Україні виникають заморозки суцільні або місцями.

Основа прогнозу заморозків - прогноз мінімальної температури (T_{min}), який при адвективних заморозках складається із завчасністю близько 12 год, з урахуванням інформації за денні терміни спостережень.

Для прогнозу радіаційних заморозків у повітрі і на поверхні ґрунту та визначення T_{min} користуються спеціальними номограмами. В результаті радіаційного охолоджування вночі утворюється приземна інверсія температури. При цьому ґрунт має температуру звичайно на 2 - 5 °С нижче ніж повітря в психрометричній будці, а в окремих випадках - на 8 - 11 °С. При утворенні інверсії в приземному шарі повітря заморозки на ґрунті і в рослинному покриві часто спостерігаються при додатній температурі повітря в будці.

Для прогнозу заморозків використовують різні методи. Наведемо деякі з них.

Метод Міхельсона дозволяє визначити імовірність виникнення заморозків за графіком (рис. 6.1), де по горизонтальній осі відкладені значення абсолютної вологості (в мм рт.ст.), а по вертикальній –

імовірність виникнення заморозків. Похилі лінії відповідають абсолютній вологості повітря о 13 і 21 год за місцевим часом.

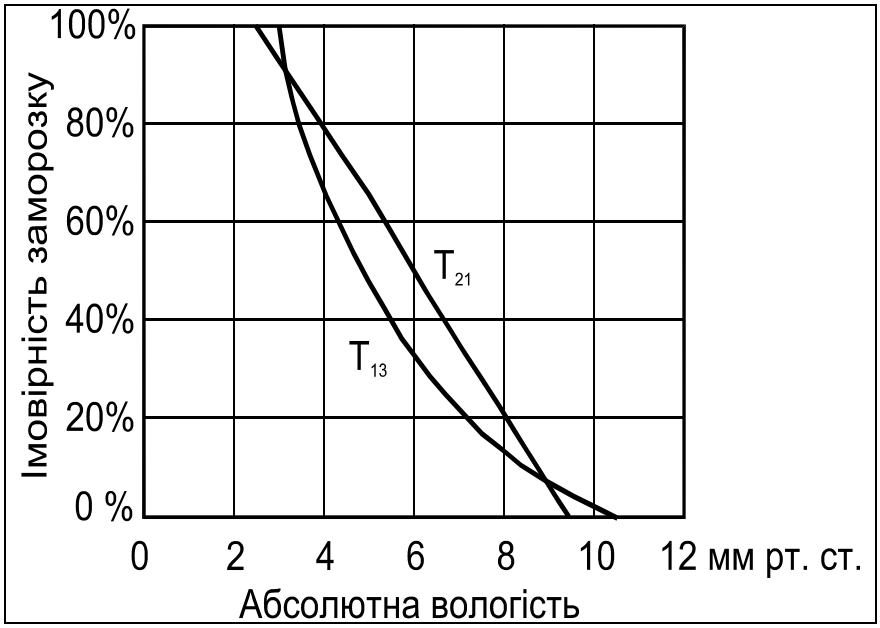


Рис. 6.1. Графік Міхельсона для визначення імовірності заморозків.

Метод Броунова дозволяє розрахувати можливість виникнення заморозків в імовірнісній формі (рис. 6.2). На графіку по горизонтальній осі знаходиться різниця температур о 13 і 21 год за місцевим часом, а по вертикальній – температура повітря о 21 год. Шість похилих ліній показують різну імовірність виникнення заморозків.

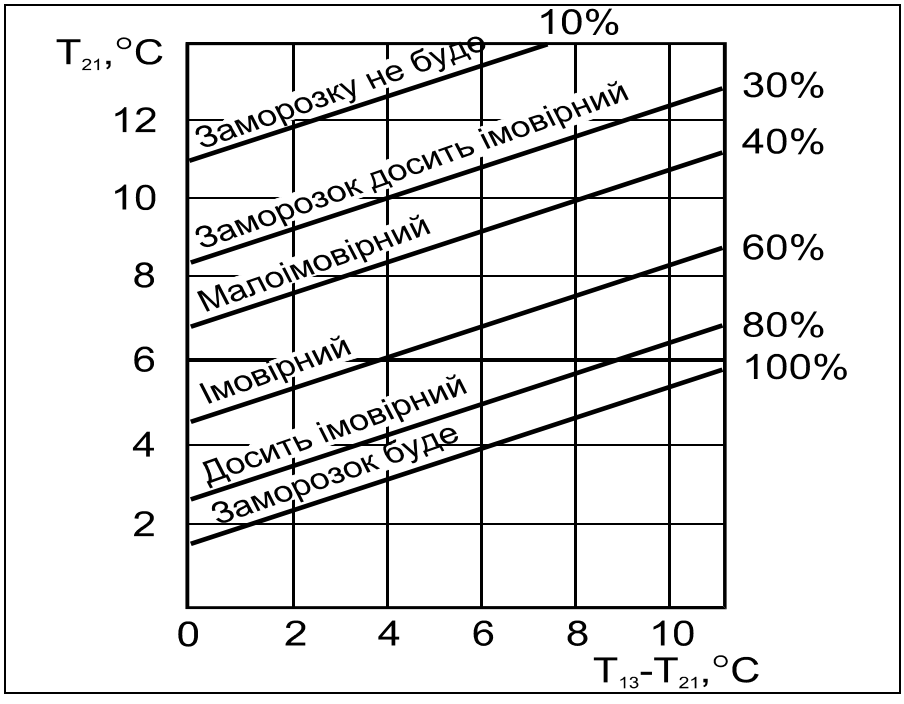


Рис. 6.2. Графік Броунова для визначення імовірності заморозків.

При прогнозі заморозків необхідно звертати увагу на вологовміст холодного повітря, а також враховувати таке:

а) якщо під час спостереження в 21 год *точка роси виявилася нижчою за 0* °С*, то слід чекати нічні заморозки;*

б) якщо до 21 год *точка роси була нижча за 2* °С*, то при безхмарному небі і безвітряній погоді можна чекати нічні заморозки;*

в) при точці роси вище за 2 °С *заморозки малоймовірні.*

Заморозки неможливі, якщо точка роси біля земної поверхні вище за 0 °С, масова частка водяної пари не змінюється або зростає з висотою. Заморозки не виникають також після інтенсивних зливових дощів у другій половині дня, що випали на прогрітий ґрунт, коли точка роси помітно збільшується внаслідок випаровування, а температура повітря знижується. За цих умов у випадку безхмарного неба і ослаблення вітру вночі часто утворюється туман, який перешкоджає виникненню заморозків.

Утворення приземних інверсій сприяє появі заморозків, для цього вітер повинен слабшати вночі до 1 - 4 м·с$^{-1}$. Вітер більше ніж 4 - 5 м·с$^{-1}$ перешкоджає виникненню приземних інверсій, а отже, і нічних заморозків.

Адвекція вологого теплого повітря над шаром холодного при збереженні невеликої хмарності збільшує зустрічне випромінювання до земної поверхні і зменшує ймовірність заморозків. При збільшенні хмарності вночі заморозки ще менш ймовірні. Точність прогнозу радіаційних і адвективно-радіаційних заморозків залежить від ступеня вивчення місцевих умов, що впливають на їх появу.

6.5.2 Прогноз посушливих явищ

Посушливі явища зумовлені складним комплексом геофізичних і біофізичних процесів, що виникають на деякій обмеженій території протягом досить тривалого часу. До посушливих явиш відносять: тривале бездощів'я, високу температуру і низьку вологість повітря, суховії, атмосферну і ґрунтову посуху.

Бездощовий період (бездощів'я) — це інтервал часу, в якому протягом десяти і більше днів не спостерігаються опади або їх добова кількість не перевищує 1 мм. Тривале бездощів'я є передвісником посухи. Бездощовий період тривалістю понад 10 днів вважається посушливим. Часто у такі періоди відзначаються суховії.

Суховій — це стан атмосфери, за якого простежується повільне, зі швидкістю 3 - 5 м·с$^{-1}$, перенесення сухого, надмірно теплого повітря (відносна вологість ≤ 30 %, а температура ≥ 25 °С). Поєднання суховію з бездощовим періодом протягом декількох діб зумовлює атмосферну посуху.

Розрізняють *атмосферну посуху*, що характеризується тривалим бездощів'ям, низькою вологістю повітря, і ґрунтову посуху. Атмосферна посуха призводить до *ґрунтової,* котра характеризується висушенням ґрунту, що спричиняє недостатню забезпеченість рослин водою, порушення їхнього водного режиму, зів'янення або загибель. Поєднання атмосферної і ґрунтової посухи в окремих випадках визначають як *загальну посуху* (найбільш небезпечну).

За іншим визначенням посуха (*ґрунтова*) виявляється не чисто метеорологічним явищем, але також агрономічним. Різні ґрунти неоднаково швидко знижують свою вологість у верхньому шарі до небезпечних меж.

Посушливі явища класифікують також за сезонами: весняні, літні, осінні, зимові, міжсезонні весняно-літні, за теплий період і період активної вегетації. За ступенем збитковості посушливі явища визначають як помірні, суворі, дуже суворі, катастрофічні.

Існує багато критеріїв посух (як атмосферної, так і ґрунтової). Переважна їх більшість тісно пов'язана з гідротермічним коефіцієнтом (ГТК) як найбільш простим та інформативним. Коефіцієнт кореляції з ним інших показників перевищує значення 0,9. Зважаючи на ці обставини, перевага надається ГТК Г.Т.Селянінова. Проте цей показник пристосований лише до періоду активної вегетації.

Значення цього критерію визначається за формулою:

$$K_c = \sum R / 0{,}1 \sum t \ , \qquad (6.2)$$

де $\sum R$ - сума опадів за вегетаційний період, мм;
$\sum t$ - сума температур повітря > 10 ºС за цей період, ºС.

Встановлено такі оцінки зволоження території в залежності від значення K_c: < 0,5 - досить мало опадів і дуже посушливо; 0,5 – 1,0 - посушливо і недостатньо волого; > 1,0 - збитково волого.

У Гідрометцентрі СРСР у 1975 р. Д.А. Педем був розроблений індекс посушливості $S_i\ (\tau)$ для опису посух, що враховує аномальні умови погоди, найбільш важливі для формування посухи - аномалії в розподілі температури повітря ΔT, опадів ΔR і вологості ґрунту ΔE:

$$\mathrm{S}_i\ (\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R} + \frac{\Delta E}{\sigma_E}, \qquad (6.3)$$

де i – номер пункту;
$\Delta T = T - T_n$, $\Delta R = R - R_n$, $\Delta E = E - E_n$ (різниця між фактичним і нормальним значенням температури, опадів і вологості ґрунту відповідно);
σ – середнє квадратичне відхилення;
τ - час.

Повна формула S_i *(τ)* відповідає атмосферно-ґрунтовій посусі, найбільш небезпечній для сільського господарства. Якщо взяти два перших члени формули (6.3), то вони описують тільки атмосферну посуху, а третій член - ґрунтову посуху. Оскільки не завжди є дані вимірів вологості діяльного шару ґрунту *E*, звичайно використовується спрощена формула, що враховує метеорологічні умови посухи (температуру повітря й атмосферні опади):

$$S_i\ (\tau) = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R}. \qquad (6.4)$$

За значенням S_i можна судити про інтенсивність атмосферної посухи: чим більше S_i , тим сильніше явище, і навпаки. *У якості граничних прийняті наступні значення S_i: 1,0 – 2,0 - слабка посуха ; 2,0 – 3,0 - середня посуха; ≥ 3,0 - сильна посуха.*

Багато дослідників за основу оцінки інтенсивності посухи беруть зниження врожайності провідної сільськогосподарської культури в районах дії посухи. Так, А.В. Процеровим визначені наступні критерії: *зниження середнього врожаю до 20* % - *слабка посуха, від 20 до 50* % - *середня посуха і більш 50* % - *сильна посуха.*

Найбільш надійний показник посухи - дані про вологість ґрунту, висушення верхніх шарів ґрунту в період вегетації - найважливіший показник при характеристиці посухи.

А.І. Руденко запропонував використовувати такі показники: *дуже сильна посуха - опади до 18* мм *за період сходи - колосіння яриці і зниження врожаю більш 50* %*; сильна посуха - опади до 30 - 35* мм *за аналогічний період і зниження врожаю на 20 - 50* %*; середня посуха - опади більш ніж 35* мм *і зниження врожаю до 20* %.

Ряд дослідників (В.М. Обухов, О.А. Дроздов, А.В. Мещерська) оцінюють атмосферні посухи за сумою опадів у відсотках середньої багаторічної (кліматичної норми). *Дуже сильна посуха спостерігається при сумі опадів < 50* % *норми, сильна - при 50 - 70* %*, середня - при 71 – 80* % *норми.*

За даними М.С. Кулика (1953), *зниження запасів продуктивної вологи в орному шарі до 19* мм *варто вважати початком посушливого періоду, а до 9* мм - *початком сухого періоду. Декади, протягом яких запаси продуктивної вологи в шарі ґрунту 0 - 20* см *виявляються < 20* мм*, відносяться до посушливих, а декади з запасом вологи < 10* мм - *до сухих. Три сухі декади в період кущіння - молочна стиглість - ознака посухи, чотири-п'ять декад - ознака сильної посухи. Якщо три сухі декади почалися при запасах продуктивної вологи < 60* мм *у шарі 20 - 100* см*, то це варто вважати показником сильної посухи, а чотири-п'ять сухих декад - дуже сильної посухи.*

Найбільше поширення для визначення суховіїв має *критерій суховію О.О.Цубербіллер*. Він враховує дефіцит відносної вологості повітря о 13 год, при швидкості вітру до 8 м·с$^{-1}$ та більше. Реакцію рослин на суховій у різних фазах їх розвитку відображають окремими дослідженнями. Іншими критеріями цей недолік подолано шляхом визначення недепресивної тривалості числа днів із суховіями у посушливому періоді згідно

$$\gamma\ (n) = \alpha\ (n - n_0\ (\eta)), \qquad (6.5)$$

де $\gamma(n)$ — показник збитковості суховію у значеннях відносної урожайності;
α — коефіцієнт збитковості суховію;
n — загальне число днів із суховієм за період;
n_0 — недепресивна тривалість числа днів із суховієм;
η — показник продуктивності польової культури за температури повітря і кількості опадів у період із суховієм.

Недепресивна тривалість суховійного періоду визначає той час, який потрібен рослинам на адаптацію до посушливості атмосфери залежно від фази розвитку та вологості ґрунту. Сумарна недепресивна тривалість числа днів із суховієм у посушливому періоді становить для озимої пшениці 8 - 9, озимого жита - 8 - 18, ярого ячменю - 8 - 10, вівса - 8, кукурудзи - 24 - 34, проса - 17 -19, гречки - 25 - 27. За недепресивною тривалістю періоду із суховієм визначається можливість їх шкодочинності.

Найчастіше розвиток посушливих явищ в Україні відбувається при порушенні зонального переносу в атмосфері, при так званих *процесах блокування зонального потоку.* Інший процес формування посух характеризується *добре вираженою зональною циркуляцією*, коли над півднем європейської території СНД розташовується зона високого тиску, утворена відрогами азорського і середньоазіатського максимумів або декількома малорухомими антициклонами.

Прогноз посушливих явищ зводиться до визначення сприятливих синоптичних умов: баричного поля, прогнозу швидкості вітру, максимальної температури, опадів. В остання роки отримав розповсюдження синоптико-статистичний метод прогнозу посух, оснований на використанні критерію Педя S_i. Суть методу полягає у тому, що для об'єктивно встановлених типів циркуляції (метод поки що розроблений тільки для зонального типу) отриманий розподіл критерію посухи S_i на європейській території СНД, в західному Сибіру і Казахстані при різному тепловому стані північної Атлантики. Показано, що розподіл S_i суттєво залежить від аномалії температури води і часового зсуву. Ця залежність і використовується при складенні прогнозу посухи.

Список рекомендованої літератури

1. Воробьев В.И. Синоптическая метеорология – Л: Гидрометеоиздат, 1991. – 616.
2. Давыдов Н.И. О критериях засушливости и методах прогноза засух // Труды ГМЦ СССР. – 1985. - Вып. 261. - С. 20 - 33.
3. Зверев А.С. Синоптическая метеорология – Л: Гидрометеоиздат, 1977. – 711с.
4. Код для передачи данных гидрометеорологических наблюдений с наземных и морских наблюдательных станций КН-01. Л.: Гидрометеоиздат, 1981. – 72 с.
5. Код для передачи данных вертикального зондирования атмосферы КН-04. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971. – 31 с.
6. Логвинов К.Т., Бабиченко В.Н., Кулаковская М.Ю. Опасные явления погоды на Украине // Труды УкрНИГМИ. - 1972. – Вып.101. – 236 с.
7. Настанова по службі прогнозів та попередженнь про небезпечні та стихійні явища погоди. - Київ, Держ.ком. України з гідрометеорології, 2004. - 31 с.
8. Практикум по синоптической метеорологии / Под ред. Воробьева В.И. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983. – 288 с.
9. Практикум з синоптичної метеорології: Навчальний посібник / Під ред. Г.П. Івус, С.М. Іванової. – Одеса: Вид-во «ТЭС», 2004. – 419 с.
10. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I - Л.: Гидрометеориздат, 1986. - 702 с.
11. Семенова І. Г. Регіональна синоптика (конспект лекцій) – Одеса, ОДЕКУ, 2002. – 62 с.

СИНОПТИЧНА МЕТЕОРОЛОГІЯ

конспект лекцій
(спеціальність «агрометеорологія»)

Укладачі: к.геогр.н., доц. Нажмудінова О.М.

Електронна версія © Нажмудінова О.М.

Підп. до друку_____Формат_____ Папір офсетний
Умовн.друк.арк._____Тираж_____Зам.№
Надруковано з готового оригінал – макета

Одеський державний екологічний університет
65016, Одеса, вул. Львівська, 15